

INSTITUT INTERAMÉRICAIN DE COOPERATION POUR L'AGRICULTURE

MARNDR
FAMV
IICA

PREMIER COURS NATIONAL POST-GRADUE SUR L'IRRIGATION, LE DRAINAGE ET LA GESTION DES RESSOURCES HYDRIQUES

15 Juillet - 30 Septembre 1955

Port-au-Prince, Haiti

HYDROLOGIE GENERALE

PAR

Q
Qmax
Hydrogramme d'entrée
Q évacué
Hydrogramme de so
temps

Figure 36 . Schéma de laminage des crues

Lucien DUVIVIER, Ing.
Professeur au Dept de Génie Rural (FAMV)

Misc. Publ. 594-ISSN-0534-5391

REVISION ET EDITION: HUMBERTO PIZARRO
Spécialiste en Irrigation et Drainage
IICA - HAITI

'Institut est l'organisme de l'OEA spécialisé dans le secteur agricole. Il fut fondé en 1942 par les gouvernements américains dans le but d'aider les ays à stimuler et promouvoir le développement rural comme un moyen d'atteindre le développement complet et le bien-être de la population.

00008273

~~00000622~~

~~00000623~~

PREMIER COURS NATIONAL POST-GRADUE
SUR L'IRRIGATION, LE DRAINAGE
ET LA GESTION DES RESSOURCES HYDRIQUES

COORDINATION:
INSTITUT INTERAMERICAIN DE
COOPERATION POUR L'AGRICULTURE (IICA)
FACULTE D'AGRONOMIE ET
MEDECINE VETERINAIRE (FAMV)

SOUTIEN FINANCIER:
AGENCE DE DEVELOPPEMENT INTERNATIONAL (USAID)
AGENCE CANADIENNE POUR LE DEVELOPPEMENT INTERNATIONAL (ACDI)
INSTITUT INTERAMERICAIN DE COOPERATION POUR L'AGRICULTURE (IICA)
MINISTERE DE L'AGRICULTURE, DES RESSOURCES NATURELLES ET
DEVELOPPEMENT RURAL (MARNDR)
FACULTE D'AGRONOMIE ET MEDECINE VETERINAIRE (FAMV)

TEXTE: HYDROLOGIE GENERALE
DACTYLOGRAPHIE: LAURENCE JOACHIM
DESSINS : JEAN ROBERT MOREL
IMPRESSION : ALCE SARDE

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE VI

Page

CHAPITRE VII

CHAPITRE VIII

CHAPITRE IX Page

REGULATION DE DEBIT 124

LISTE DES FIGURES

Figure		Page

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE I

INTRODUCTION A L'HYDROLOGIE

L'eau est importante dans la vie sur la terre. En effet, c'est un élément qui intéresse tout le monde et qui prend de jour en jour une valeur croissante. On sait que la consommation en eau augmente chaque jour , non seulement en fonction de la population (croissance démographique) mais encore à cause de l'augmentation de la consommation par habitant (amélioration du niveau de vie), etc...

L'eau conditionne étroitement la vie de l'homme ainsi que sa civilisation; dans tous les processus industriels, l'eau joue un rôle capital. L'histoire nous montre combien depuis toujours, l'eau dans la vie, a jouée un rôle incontestable. La géographie démontre que l'emplacement d'un grand nombre de villes était déterminé par l'existence de l'eau en quantité plus ou moins abondante.

Tandis que les besoins humains augmentent, les disponibilités de ce précieux liquide demeurent constantes. Nous sommes encore à l'aube du traitement de l'eau de mer, lequel, d'ici quelques années, ouvrira certainement de nouveaux horizons. Mais actuellement, nous sommes au stade de promesse; une réalité technique, qui n'est pas encore économique.

L'augmentation des besoins, face à la constance des ressources, nous oblige à administrer l'eau d'une manière rationnelle.

Jusqu'à une date récente, l'administration de l'eau était simplement un problème d'ordre juridique. Les lois sur l'eau dans tous les pays, avaient une importance basique dans la répartition de cette ressource entre les différents usagers; mais l'étude technique de la disponibilité en eau et, à plus forte raison, la conciliation entre les aspects techniques et juridiques de cette administration est très récente.

Nous pouvons dire que l'hydrologie est une science nouvelle dont l'objet est une richesse, un bien aussi vieux que le monde et dont l'abondance jusqu'à une date très récente n'avait causé aucun souci.

Dans un sens très large l'hydrologie embrasse l'étude de tout ce qui est relatif à l'eau. Elle étudie ses propriétés, sa qualité pour les différents usages, les phénomènes et les lois de son mouvement (sous cet aspect elle inclura l'étude de l'hydraulique), sa distribution sur la terre (ici, elle embrassera la partie de la géographie physique qui traite de l'eau: l'hydrographie). Ainsi, nous serions amené à considérer également les aspects biologiques (l'influence de l'eau dans la vie des animaux et des plantes). Par conséquent, l'hydrologie est un ensemble de sciences et de techniques essentielles pour la parfaite connaissance de l'eau. Sont également considérées comme fondamentales, l'étude de la météorologie et de la climatologie, l'étude de la géographie physique dans ses rapports avec l'eau, ses branches modernes comme l'océanographie, dans tout ce qui est lié aux océans, la potamologie ou étude des courants superficiels, la limnologie qui traite de l'étude des masses moins importantes que les mers, par exemple les lacs, les étangs etc..., la criologie qui étudie les masses de neige et de glace.

Malgré toutes les sciences que nous venons de mentionner, le caractère incomplet de nombre de lois de l'hydrologie oblige à baser beaucoup d'éléments de ses études sur les statistiques et calcul de probabilité.

L'hydrologie proprement dite embrasse deux grandes branches: l'hydrologie de surface et l'hydrologie souterraine ou l'hydrogéologie.

A l'hydrologie souterraine, il était question, il y a des années de cela, au début même du siècle, de consacrer le nom d'hydrologie et de réserver à l'hydrologie de surface celui d'hydrographie. C'était le thème de discussion de plusieurs congrès et de bon nombre d'auteurs.

De nos jours, cette tendance a évolué et, parlant d'hydrologie, on spécifie s'il s'agit de l'hydrologie superficielle ou souterraine. C'est ainsi que se précisent les deux branches.

Par contre, le nom d'hydrographie a été réservé aux études de la géographie physique en rapport avec l'eau. Maintenant, nous pourrions définir l'hydrologie comme étant la science qui étudie le cycle de l'eau dans la nature, sa circulation à la surface du sol et dans le sol, tenant compte des trois (3) états: liquide, solide et gazeux. Donc nous pouvons dire que l'hydrologie commence où finit la météorologie et se termine où commence la météorologie. C'est à dire que l'hydrologie commence à étudier l'eau à partir du moment où, sous différentes formes de précipitations, elle arrive sur la terre (l'hydrologie s'occupe de l'eau et des cours d'eau). Immédiatement ou par l'évaporation, puis condensation elle retourne dans l'atmosphère: domaine de la météorologie, elle échappe à l'hydrologie.

Dans l'état actuel des choses, l'hydrologie, par ses études, est à la base de tous les projets d'ingénièrie se rapportant à l'aménagement des eaux. Il est pratiquement impossible de concevoir un projet hydro électrique par exemple, sans une étude hydrologique qui permet de connaitre la disponibilité en eau de la rivière à équiper, tout au long de l'année, sur une période plus ou moins longue. De même, on ne peut penser à un équipement hydraulique pour un approvisionnement en eau potable d'une population sans connaitre les disponibilités.

Qu'il s'agisse de créer des ouvrages d'endiguement ou de canalisation et de protection contre les crues, une étude sur la possibilité ou l'importance des crues est primordiale. Les travaux de drainage et d'assainissement des terres, l'irrigation, les problèmes de navigation fluviale, tous ils réclament des études hydrologiques en relation avec les débits extrêmes. Si nous voulons connaitre les ressources hydrauliques d'une rivière, il est important de connaitre tous les débits. Les débits

d'étiage ainsi que les débits maximaux doivent être étudiés pour projeter certains ouvrages et éviter les risques d'être emportées par les crues.

Ces études sont également importante pour les ouvrages généralement quelconques à établir sur les cours d'eau, y compris certains qui ne sont pas considérés comme ouvrages hydrauliques: un pont, par exemple En voyant un pont, nous pensons immédiatment à la voie de communieation qui le traverse, sans tenir compte des études hydrologiques mettant en relation le pont et le cours d'eau auxquels cette démarche a donné lieu.

Développement Historique

Pratiquement jusqu'à la fin du siècle dernier, l'hydrologie était loin d'être ce qu'elle est maintenant. A ses débuts, seul l'aspect qualitatif était considéré. Ce n'est qu'au commencement de notre siècle, plus précisément vers l'année 30 qu'elle commença à s'intéresser aux données quantitatives. C'est-à-dire qu'elle a pris en charge non seulement l'étude des propriétés de l'eau, mais aussi les mesures et les analyses à partir des données statistiques. Cependant, on peut affirmer que l'hydro logie est aussi vieille que l'humanité puisque se référant aux aménagements de l'eau liés à l'existence de l'homme sur la terre. Si nous remontons l'histoire, nous constaterons qu'en Egypte, 3.000 ans avant Jésus-Christ, l'on disposait des données sur les niveaux des inondations du Nil ce qui, au fond rerpésentait déjà une étude hydrologique rudimentaire.

En Inde, 400 ans av. J.C. l'on disposait des rapports pluviométriques; les travaux des Romains et des Arabes, les nombreux aqueducs pour l'approvisionnement en eau des populations démontrent que l'homme se préocupait de son alimentation en eau, même quand ces ouvrages étaient exécutés sans entrer dans les études sur les possibilités des cours d'eau à aménager.

L'aspect que nous pourrions qualifier de rationnel, était déjà

rencontré chez les philosophes grecs Platon et Aristote. En effectuant, en effet, des études philosophiques sur le cycle hydrologique, ils étaient arrivés à des conclusions curieuses à savoir que les précipitations (eaux de pluie) étaient plus faibles que les ruissellements (l'eau transportée par les rivières). Ils pensaient que cette différence était apportée par les sources.

Ils étaient arrivés à élaborer une théorie sur la courbure des océans et que, par endroits, la mer était à une altitude supérieure à celle de la terre. Et c'était cette côte supérieure selon eux, qui fournissait aux sources l'énergie nécessaire à leur émergence. Par ainsi, la mer alimentait le cycle hydrologique, ignorant complètement le mécanisme réel: évaporation et précipitation.

Il revient à Léonard de Vinci d'établir pour la première fois le cycle hydrologique tel que nous le connaissons aujourd'hui.

Au XVIIè siècle, un français du nom de PERREALT réalisa pour la première fois des mesures relatives aux précipitations et au débit de la Seine dans le bassin de ce fleuve. Il aboutit à la conclusion suivante: le débit de la Seine représentait la sixième partie de la pluie dans son propre bassin. Ce qui confirmait, d'une manière scientifique, l'hypothèse de Léonard de Vinci qui est contraire à celle de Platon et Aristote.

Enfin, l'Astronome anglais, Halley démontra que l'évaporation des océans fournit de l'eau suffisante pour alimenter toutes les rivières connues; ce qui constitue un nouveau pas dans l'étude du cycle-hydrologique, mettant en relief le rôle joué par l'évaporation et les pluies dans les débits des cours d'eau.

Au cours de notre siècle, l'hydrologie dans son évolution, présente un certain parallélisme avec le développement de l'hydraulique. Les deux se sont constitués en deux phases bien distinctes: une phase rationnelle, philosophique (l'hydraulique rationnelle, l'hydraulique des liqui-

des parfaits, qui est à la base de la mécanique des fluides. Cependant, il y a plus d'un demi-siècle déjà et les problèmes des ingénieurs ne sont pas résolus pour autant, car, pour concevoir ses ouvrages, l'ingénieur doit se passer de cette science qui est mathématique, un peu philosophique et aller dans le domaine de l'empirisme, créer des formules qui l'aidaient à résoudre ses problèmes. Durant des siècles, les deux phases de l'hydraulique ont évolué séparément: d'un côté l'hydraulique rationnelle, l'hydraulique physique et de l'autre l'hydraulique réelle, empirique de l'ingénieur. On était déjà au XXième siècle quand les deux se sont jointes pour commencer à s'aider mutuellement. Ainsi est née la mécanique des fluides qui jouit des deux caractéristiques: rationnelle et empirique.

Quelque chose de pareil est arrivé à l'hydrologie: l'étude rationnelle des problèmes a évolué indépendamment des études empiriques basées sur des données statistiques; quel que soit le problème hydrologique, il y a toujours une double solution. Prenons un exemple classique: la prévision des débits de crues d'une rivière. Par la voie empirique l'on a établi des données statistiques à partir d'un simple repère tracé sur un mur.- On sait très bien ce que cela représente en fait de précision et de garantie. La donnée n'a pas beaucoup de valeur; mais, avec le temps, ce n'est plus un trait inscrit sur un mur, ce sont des données enregistrées avec plus de garantie, à partir desquelles des lois empiriques sont déduites.

D'un autre côté, la prévision de crue peut être tirée du domaine presque philosophique de la fonction de "transférence" pluie/débit.

En effet, connaissant dans le temps la distribution de la pluie dans un bassin donné, nous pouvons penser à l'existence d'une équation qui permet de transformer les données de pluie en donnée de crue. Evidemment, une telle fonction ne saurait avoir un caractère général. Rien que pour arriver à des cas simples, il faudrait toute une série d'hypothèses simplificatrices qui éloignent encore davantage la solution du problème de la

solution générale. Cependant, ces modèles physico-mathématiques qui apportent une solution aux problèmes particuliers et simples, servent à expliquer le mécanisme et arriver à des formules théoriques qui, une fois confrontées avec les formules empiriques peuvent arriver à se compléter et permettent, par la méthode empirique, d'obtenir les coefficients nécessaires aux formules scientifiques, les rendant ainsi applicables.

L'hydrologie, en s'avançant, utilisera alternativement un modèle physico-mathématique rationnel déconnecté de la réalité avec une série d'artifices qui permettent de poser mathématiquement le problème et la méthode ancienne empirique. Ce mariage tout en facilitant le progrès de cette science, n'arrive pas jusqu'à présent à des solutions définitives.

L'hydrologie est une science nouvelle en plein développement qui autorise à espérer des avances importantes dans un futur pas trop lointain.

Maintenant, nous allons entrer dans l'élément de base de l'hydrologie: le cycle hydrologique.

CHAPITRE II

LE CYCLE HYDROLOGIQUE

Le point de départ de l'hydrologie est l'étude du cycle hydrologique, Fondamentalement, l'explication du phénomène réside dans le fait que chaque goutte d'eau quel que soit le moment où nous l'observons, une goutte de pluie par exemple suit un circuit fermé jusqu'à son retour à son point de départ: la pluie. Mais, ce cycle peut prendre des voies distinctes, des chemins différents; ce qui veut dire que ce cycle ne suit pas un chemin unique.

Nous allons voir comment ce cycle se présente schématiquement:

CYCLE HYDROLOGIQUE

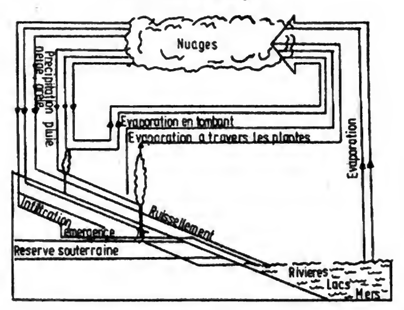


Fig. 1 Schéma du Cycle Hydrologique

Si nous prenions les nuages comme point de départ à partir duquel différentes formes de précipitations initient le cycle, nous constaterons que déjà, la précipitation peut, durant son parcours commencer un retour à l'atmosphère: il y a une évaporation de la goutte d'eau en tombant. Ensuite, une partie tombe sur les plantes, les feuilles, les troncs, etc... et est retenue à la surface des végétaux. La majeure partie de l'eau ainsi interceptée initie également un retour au cycle hydrologique: de la plante elle s'évapore. Cependant, une partie arrive directement au sol (c'est elle que nous allons mesurer au pluviomètre). Elle va intégrer le cycle hydrologique. Une partie circulera en surface jusqu'à atteindre les cours d'eau(torrents et rivières) puis, la mer. Une autre partie de la pluie peut tomber sur d'autres surfaces liquides: précipitations directes sur rivières, lacs et océans. Une partie de la pluie qui arrive au sol s'y infiltre pour, ou bien revenir à la surface sous la forme de source pas trop éloignée et parfois en peu de temps, ou bien pénétrer davantage en suivant un long parcours et pendant une longue durée: C'est la phase souterraine du cycle. Il nous faut retenir que le plus souvent les mouvements

souterrains de l'eau sont lents et parfois très lents.

Enfin, à la surface des masses liquides: mers, lacs, fleuves, rivières, nous avons une autre étape de l'évaporation qui ferme le cycle. Il y a une autre partie du cycle qui est constituée par les eaux que les racines des plantes absorbent pour entrer maintenant dans un cycle biologique, puis, par transpiration des végétaux, retourne dans l'atmosphère sous la forme gazeuse.

Nous pourrions également faire intervenir l'action des animaux qui, dans leur cycle biologique, absorbent une partie de l'eau et l'expulsent après.

C'est également le cas des activités industrielles sur le cycle hydrologique: une partie des cours d'eau est emmagasinée dans les barrages, dérivée dans les canaux et les conduites forcées, passée par les centrales hydro ou thermo électriques et est convertie par un processus industriel en vapeur etc...

En conclusion, ce sera toujours le retour aux nuages par évaporation, donc à la météorologie, pour fermer le cycle de la partie proprement hydrologique.

Bilan Hydrique

L'exposé qui précède nous conduit à un développement mathématique lié au cycle hydrologique dénommé bilan hydrique. Si nous considérons une étendue de terre, un bassin hydrographique ou une superficie quelconque de terre nettement définie et si nous prenons également une période de temps, nous pouvons estimer la quantité d'eau qui dans le cycle entre et en sort à travers cette superficie dans le temps donné. Alors, nous pouvons faire un bilan.

Tableau du bilan

ACTIF	PASSIF
Ruissellement (débit): Q	Précipitation : P
Evaporation : E	Précipitation occulte : C (Rosée)
Réserve pour la période suivante: ΔR	Entrée de la période précédente: ΔR
Infiltration: I'	Infiltration: I
Neige et glace: N'	Neige et Glace : N

Comme dans tous les bilans, nous avons considéré un actif et un passif

Dans l'actif, nous mettons lo) les débits (les quantités d'eau qui sont sorties durant la période considérée) 2o) l'évaporation dans la zone au cours de la période choisie (c'est l'un des divers chemins empruntés par l'eau pour sortir de cette zone au cours de cette période).

En même temps, nous plaçons dans le passif 2 sources d'entrées fondamentales. lo) La précipitation sous toutes ses formes 2o) les précipitations occultes qui, en général sont de peu d'importance, mais qui peuvent être appréciables dans certains cas particuliers (la rosée aux Iles Canaries).

Ces éléments du bilan se réfèrent à une portion du cycle hydrométéorologique, mais les autres sont de l'hydrologie pure, comme les apports rentrés pour la période suivante (réserve) et ensuite les apports de la période précédente (sous forme d'émergences: sources)

Toutes les eaux des rivières ne proviennent pas exclusivement des pluies; il peut y avoir un apport de sources qui sont alimentées à leur tour par la réserve souterraine.

De même, toutes les précipitations ne sont pas charriées par les cours d'eau. Une partie reste au sol sous forme de neige ou de glace(pays froids ou tempérés) ou s'infiltre dans le sol pour constituer les réserves souterraines.

D'une manière ou d'une autre il existe 2 termes d'infiltration I' à l'actif et I au passif. Il en est de même des neiges et des glaces: N' et N.

En établissant le rapport, nous voyons que les termes de l'actif et du passif sont égaux entre eux. De cette façon nous avons les débits qui sortent de la zone considérée durant la période choisie, plus les évaporations de la même zone au cours de la même période, plus la partie qui alimente les réserves souterraines, plus ce qui reste à la fin de la période sous forme solide (neige et glace); le tout égale la quantité de pluie tombée, plus l'apport des sources, plus les eaux de fonte et de dégel, d'où:

$$Q + E + \Delta R + (I' + N') = P + C + \Delta R + (I + N)$$

Cette équation nous met en présence de termes de différentes importances. Disons d'abord que nous pouvons laisser de côté le terme de précipitation occulte C, pour les raisons précédemment exposées.

Le terme Q a une importance extraordinaire; c'est lui qui permet de connaitre la disponibilité en eau de la région au cours de la période chosie. L'évaporation peut être mesurée: on peut donc la connaitre. Il en est de même de la précipitation. Il nous reste maintenant: I + N et I' + N' qui sont très difficiles à déterminer. Si nous arrivons à les éliminer, nous aurons l'équation simplifiée suivantes:

$$Q + E = P$$

C'est justement pour les éliminer que nous avons établi le bilan hydrique. Pour ce faire, nous devons choisir une période qui coincide avec la période d'étiage, c'est-à-dire les basses eaux, pour que ces sommes aient le minimum d'importance (c'est l'époque où les réserves de neiges et de glaces sont minimales et la réserve souterraine ΔR, égalernent).

Etant à une côte minimale, l'influence d'une petite différence entre les 2 membres de l'équation est négligeable par rapport aux autres c'est à dire: Q, E et P

Pour l'Europe et les pays tempérés, Octobre devrait être le mois choisi; pour nous c'est le mois de Janvier qui fait partie de la saison sèche.

Supposons que les conditions soient réunies; le bilan devient: $Q + E = P$. Ce qui veut dire: ou bien les pluies s'évaporent ou bien elles ruissellent par les cours d'eau.

C'est ce que nous avons vu dans la représentation graphique du cycle hydrologique avec une légère modification dûe à la réserve souterraine ou superficielle.

Dans cette équation nous pouvons obtenir la valeur de Q puisque P est connu à partir des données météorologiques. Si d'une manière quelconque, l'on peut connaitre la valeur de l'évaporation E, on a une première estimation des ressources hydrauliques de la zone considérée. Dans cette équation, comme dans celles de tous les phénomènes physiques, toutes les grandeurs doivent être exprimées en unités homogènes. Les précipitations totales de l'année seront en mm; l'évaporation totale, de même; le volume d'eau à sortir du bassin Q sera également exprimée en mm c'est à dire des m^3 divisés par des m^2 et multipliés par 1000.

Ce terme traduit une hauteur d'eau sur toute l'étendue du bassin.

. Lois de Coutagne

On doit établir une distinction entre l'évaporation hydrologique et l'évaporation météorologique. Dnas la mesure de l'évaporation météorologique l'appareil utilisé, disposant de toute l'eau nécessaire,

évapore toute la quantité que l'atmosphère est capable d'absorber; condition qui n'existe presque pas dans la réalité, vu qu'il y a toujours la limitation de l'eau disponible (évaporation hydrologique).

Donc l'évaporation hydrologique est toujours plus faible que l'évaporation météorologique. Ce concept est défini par les lois de Coutagne.

1o) L'évaporation hydrologique augmente jusqu'à une certaine limite avec les précipitations.

2o) L'évaporation hydrologique, à partir de cette limite diminue avec les précipitations.

En effet, quand les pluies sont faibles, l'eau disponible pour être évaporée est également faible. L'évaporation augmentera avec les précipitations. Cependant, une fois que la disponibilité atteint et dépasse le pouvoir évaporant de l'atmosphère, c'est le phénomène contraire qui arrive. L'atmosphère, ne pouvant plus absorber de l'eau à partir de cette limite, l'évaporation diminue avec la précipitation.

Déficit d'écoulement

Se référant à l'équation simplifiée du bilan hydrique: $P=Q+E$ nous avons vu que, pour obtenir Q, P étant toujours connue, nous n'avons qu'à estimer E. Traditionnellement, on n'utilise pas cette équation; on préfère appliquer un coefficient d'écoulement à la précipitation. Ainsi l'on a: $Q = \alpha P$

Ce procédé est loin d'être correct, puisque la relation, comme nous l'avons vu, n'est pas absolument linéaire. De plus, la détermination du coefficient n'est pas chose facile.

L'application de la formule Q = P - E est la forme moderne d'une estimation. Ce n'est pas un calcul définitif, mais bien une formule d'avant projet, puisqu'on devra toujours recourir aux mesures de débit, aux jaugeages des rivières au cours d'une période suffisamment longue pour offrir la garantie nécessaire. Il est pratiquement impossible de concevoir un ouvrage hydraulique sans une étude bien définie à partir de données réelles de débit.

Pour faire l'étude d'un projet on utilise généralement toutes les données disponibles. Des données pluviométriques, il existe toujours, même si elles sont incomplètes. Le réseau pluviométrique est suffisamment dense pour que, même sans une bonne connaissance du bassin, l'on ait des données qui permettent d'orienter le projet. En faisant appel à quelques formules nous pouvons estimer l'évaporation E. Puis, à partir de cette valeur et de celle de P, nous estimons Q comme étant la différence entre P et E. Soit Q = P - E.

Certains auteurs ont introduit le concept de déficit d'écoulement qui est la différence entre les précipitations et les débits. On pourrait assimiler cette différence à l'évaporation, à condition que les infiltrations et les dépots de neige et de glace ne produisent aucune fluctuation des réserves.

Le déficit d'écoulement ou l'évaporation peut être calculé à l'aide de formules approchées qui intègrent bien souvent deux variables fondamentales qui sont la température (forme indirecte de considérer le pouvoir évaporant de l'atmosphère), et la précipitation totale qui est une manière d'évaluer les disponibilités en eau pour l'évaporation.

D'une manière générale, E dépend de P et de T; mais des formules simplifiées laissent de côté l'une ou l'autre variable. L'une d'entr'elles qui considère seulement la précipitation est celle appelée: Loi de Coutagne : E = f (P).

Les équations qui expriment l'évaporation en fonction de la température moyenne adoptent presque toutes, la même forme, à savoir $E = 210 + 30\ T$. Cette formule est établie pour l'Europe entre 30 et 60° de latitude nord. Pour les Etats-Unis et les côtes de l'Atlantique, il existe une autre formule analogue. Dans les équations de forme plus complète, E apparait comme une fonction à 2 variables: la précipitation et la température.

En exemple, nous citons la formule de Coutagne, qui s'exprime ainsi: $E = P - AP^2$; avec:

$$A = \frac{1}{0,8 + 0,14\ T}$$

Nous attirons l'attention sur le fait que les valeurs obtenues à partir de cette équation ne sont qu'estimées et ne peuvent être utilisées que pour travailler le projet pendant que des mesures directes se réalisent.

CHAPITRE III

LA PLUIE

Les précipitations sont évidemment les facteurs essentielles des régimes. Le genre d'information qu'il est désirable d'avoir à leur sujet dépend du problème à traiter: bilan, crues maximales, etc... et de l'étendue du bassin étudié. On dispose pour ces différentes catégories d'observations de deux grandes classes d'appareils:

- Le pluviomètre qui donne la pluie globale à une station pendant un temps plus ou moins long.
- Le pluviographe qui permet d'analyser de plus près la répartition de la pluie dans le temps.
- Le pluviomètre est, en général installé sur un trépied ou un support monotube de telle façon que l'arrête de la bague soit

à 1.50m au-dessus du sol.

La surface de réception doit être horizontale. En plan, le pluviomètre doit être éloigné de chaque obstacle d'une longueur au moins deux fois égales à la hauteur de l'obstacle.

Les pluviomètres sont le plus souvent accompagnés d'une éprouvette spécialement graduée en dixième de mm de pluie. Les lectures se font au moins une fois toutes les vingt quatre heures, à heure fixe.

- Il existe toute une gamme de pluviographes basés sur des principes différents: pesée, flotteur et siphonage, etc... et diverses combinaisons de ces cas élémentaires. Le tambour de l'appareil considéré effectue une révolution en 24 heures. Les abscisses du diagramme, proportionnelles au temps, sont graduées en heures et en quarts d'heure. Les ordonnées sont graduées en mm de pluie.

Pour effectuer le dépouillement, on dresse un tableau sur lequel sont portés les heures, les intervales de temps, les pluies cumulées, les pluies partielles et les intensités en mm/heure dans chaque intervalle.

Le hyétogramme tracé surle graphique traduit les chiffres portés sur le tableau. Il doit être considéré comme un schéma figuratif et non comme un élément de travail.

Pluviométrie

Chaque observateur note ses relevés après chaque mesure sur un imprimé spécial mis à sa disposition par la Météorologie. Une feuille groupe les observations effectuées pendant un mois. Sur certaines imprimées la durée de la pluie est indiquée dans une colonne spécaile.

Averse du 9 aout 1958

Figure 2- Pluviogramme de l'averse du 9 Août 1956

Heure	Pluie mm	Temps partiel min.	Pluie partielle mm	Intens. mm/h	Heure	Pluie mm	Temps partiel min.	Pluie partielle mm	Intens. mm/h
14 h 43	0,5				17h50	25,5			
		8	0,5	3,7			11	0,5	2,7
51	1				18h01	26			
		7	0,5	4,3			16	0,5	1,9
58	1,5				17	26,5			
		22	0,5	1,4			48	0,5	0,6
15 h 20	2				19h05	27			
		11	0,5	2,7			10	0,5	3,0
31	2,5				15	27,5			
		41	0,5	0,7			7	0,5	4,3
16 h 12	3				22	28			
		35	0,5	0,9			5	0,5	6,0
47	3,5				27	28,5			
		7	0,5	4,3			7	0,5	4,3
54	4				34	29			
		6	2	20			6	0,5	5,0
17 h 00	6				40	29,5			
		8	3,5	26,3			5	0,5	6,0
08	9,5				45	30			
		2	2	60.0			6	0,5	5,0
10	11,5				51	30,5			
		3	1,5	30,0			6	0,5	5,0
13	13				57	31			
		2	2,5	75,0			6	0,5	5,0
15	15,5				20h03	31,5			
		5	3	36,0			11	0,5	2,7
20	18,5				14	32			
		2	1,5	45,0			15	0,5	2,0

TABLEAU 1 Analyse d'une averse pour le calcul des Intensités.

Heure	Pluie mm	temps partiel min.	Pluie partielle mm	Intens. mm/h	Heure	pluie mm	temps partiel min.	pluie partielle mm	Intens. mm/h
17 h 22	20				20h29	32,5			
		3	0,5	10,0			14	0,5	2,1
25	20,5				43	33			
		6	3	30,0			15	0,5	2,0
31	23,5				58	33,5			
		4	0,5	7,5			47	0,5	0,6
35	24				22h45	34			
		3	0,5	10,0					
38	24,5								
		4	0,5	7,5					
42	25								
		8	0,5	3,7					
50	25,5								

TABLEAU 1 Analyse d'une averse pour le calcul des Intensités

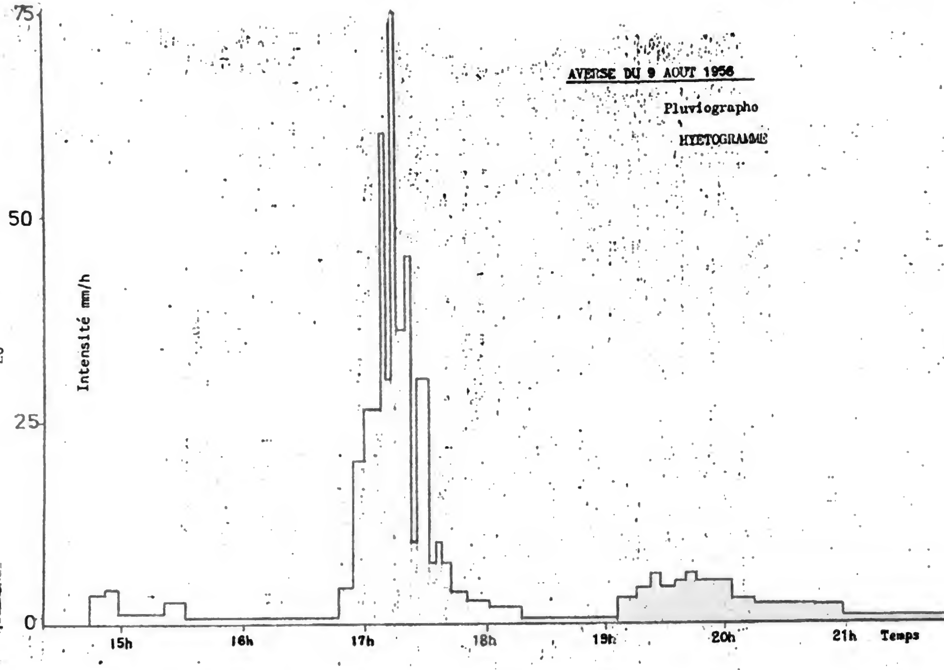


Figure 3. Distribution des Intensités de l'Averse du 9 Août 1956

Au début de chaque mois, le lecteur totalise les pluies qu'il a relevées au cours du mois précedent et expédie la feuille au Service météorologique. A leur arrivée au Service les documents originaux sont en principe, vérifiés et recalculés. Mais, étant donnés la disponibilité des fonds plus que modestes atribués à la climatologie, ces opérations de contrôle ne sont pas toujours possibles. On conçoit, d'après ce qui précède, que les résultats pluviométriques publiés dans les bulletins officiels puissent être entachés d'un certain nombre d'erreurs. Les erreurs d'observations sont assez courantes.

METHODE DE THIESSEN

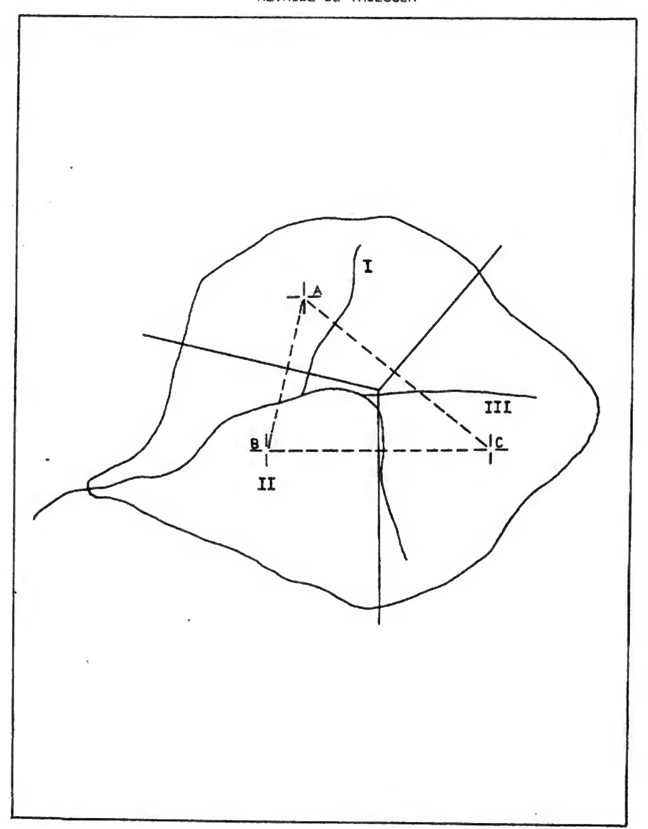


Figure 4 Schéma montrant l'application de la méthode de THIESSEN pour le calcul de la précipitation moyenne.

Fichage des données pluviométriques

Avant d'être utilisés pour une étude quelconque les résultats bruts doivent être présentés sous une forme facilement maniable: C'est le rôle du fichage et du classement, en même temps, on procèdera à une première reduction des données.

Le fichage se fait en deux temps:

1- Les relevés journaliers pris sur les originaux et dûment analysés sont reportés sur une fiche dite journalière. Ces fiches, établies à raison d'une par an, comportent tous les relevés pluviométriques jour par jour, un pré-classement des pluies journalières, les totaux mensuels et annuels, le nombre de jours de pluie appréciables par mois et dans l'année, le maximum journalier de l'année.

2- Les totaux mensuels et annuels sont reportés année par année sur des fiches cartonnées à raison d'une ou plusieurs fiches par station. Dans un fichier bien organisé on s'arrange pour avoir les mêmes périodes sur les fiches correspondant à différentes stations. Bien entendu toutes les fiches doivent être soigneusement collationnées avec les originaux après leur établissement.

Exploitation des résultats pluviométriques

L'étude des pluies est primordiale pour l'hydrologue. Ses différents aspects sont extrêmement variés et chaque problème particulier doit souvent faire l'objet d'une recherche préalable de méthodes dépendant non seulement de la nature du problème considéré mais également des éléments d'information dont dispose l'ingénieur chargé de le résoudre.

Calcul de la hauteur moyenne sur un bassin

A. Méthode de Thiessen. Il s'agit d'une méthode arithmétique dans laquelle on attribue à chaque pluviomètre un poids proportionnel à une zone d'influence présummée, telle qu'un point situé dans cette zone soit plus près, en distance horizontale, du pluviomètre correspondant, que de tout autre pluviomètre. Cette méthode ne tient donc compte que de la distance spatiale en plan des stations.

Considérons un bassin pourvu de trois pluviomètres: A, B et C. Joigonons A B, BC et AC et traçons les médiatrices de ces 3 segments: elles sont concourantes et partagent le bassin en 3 zones: I, II, III.

D'après la propriété des médiatrices, un point situé dans la zone I est plus près de A que de B ou C. La construction réalise, donc, bien la condition pré-citée. Si P_A, P_B et P_C représentent respectivement les pluies tombées en A, B et C - S_I, S_{II} et S_{III}, les surfaces respectives de ces 3 zones - S la surface totale du bassin et P la pluie moyenne sur le bassin, on a donc d'après Thiessen:

$$P = \frac{P_A S_I + P_B S_{II} + P_C S_{III}}{S}$$

Dans nombre d'applications où l'on désire une représentation plus vraisemblable, on préfère, pour chaque averse, adopter des coefficients de pondération différentes tenant compte de l'allure de l'averse, du relief etc... Cela demande du doigté, une grande habitude des études hydrologiques et une connaissance approfondie du phénomène...
Si l'on veut vraiment y gagner quelque chose. En général, la méthode de Thiessen donne des résultats satisfaisants pour les zones plates.

B- Méthode des Isohyètes. Les réseaux d'isohyètes.

Une courbe isohyète est le lieu géométrique des points sur lesquels il est tombée la même hauteur de pluie pendant une période déterminée. Il est bien entendu qu'on ne peut jamais tracer exactement une telle courbe comme on le ferait pour une courbe de niveau. On se contentera de tracer avec le maximum de vraisemblance, compte tenu de sa connaissance sur la région, des courbes représentant approximativement la répartition spatiale de la pluie pendant la période considérée.

Lorsqu'on veut tracer un réseau pour un basin déterminé, il est bon dans la mesure du possible, de tenir compte d'un certain nombre de stations situées en dehors du bassin. Si l'on a plusieurs bassins à traiter dans la même région, on tracera un réseau général dans lequel on découpera les réseaux particuliers des différents bassins étudiés.

Les périodes pour lesquelles sont établies les réseaux d'isohyètes sont très variables suivant les besoins de l'utilisateur: de la durée d'une averse à plusieurs années d'observation. Le réseau établi pour une année porte le nom de carte d'isoyètes annuelle, pour une période de plusieurs années, on l'appelle carte d'isoyète inter-annuelle.

<u>Calcul de la pluviométrie moyenne - Succession des opérations:</u>

On mesure au planimètre la surface du graphique pour laquelle la pluviométrie est supérieure à une valeur déterminée; et ceci, pour

toutes les valeurs de la pluviométrie correspondant aux cotations des isohyètes. Exemple: Tableau 2

Sur un graphique on porte S en pourcentage en fonction de P en mm. On obtient la courbe, en cumulée de répartition, de la hauteur de précipitations sur le bassin.

Hauteur de pluie (mm)	Surface en cm^2	Surf. en %de Stotale
>1200	1,5	1
>1100	14	9
>1000	43	27,5
> 900	85	54,5
> 800	130	83,5
> 700	145	93
> 600	154	98,5
> 500	156	100

TABLEAU 2. Distribution de la précipitation par rapport à la surface du bassin d'influence.

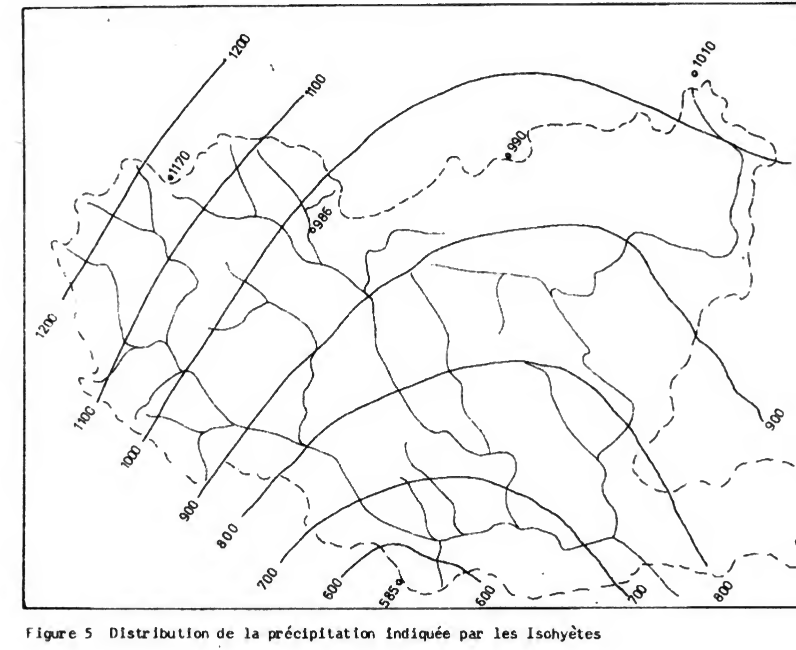
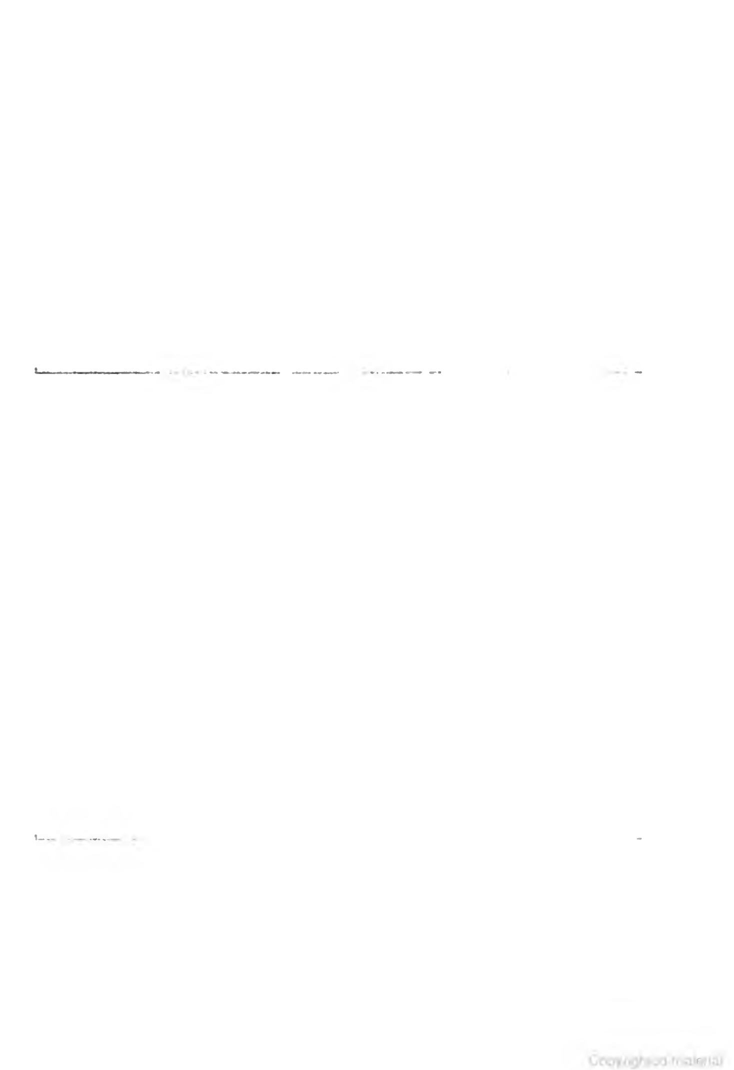


Figure 5 Distribution de la précipitation indiquée par les Isohyètes



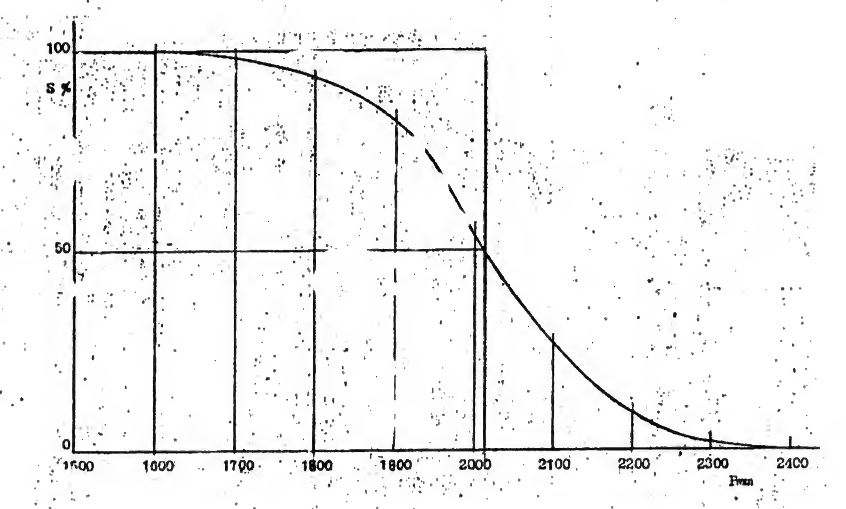


Figure 6- Distribution de la précipitation en fonction de la superficie en pourcentage.

CHAPITRE IV

ETUDE STATISTIQUE DES PLUIES

Etude Statique des Pluies - Hypothèse de base- Définition

On admet souvent que libéré de ses variations périodiques, la pluie se présente comme une variable aléatoire régie par simple hasard. Autrement dit, une averse ayant eu une valeur déterminée, celle qui la suit peut prendre toutes les valeurs compatibles avec la saison et le climat en totale indépendance avec l'évènement qui précède et celui qui suit. Ceci est évidemment une hypothèse qui peut se trouver infirmée en bien des cas, mais assez bien vérifiée en général.

L'ensemble des données brutes fournies par un pluviomètre constitue un magna qu'il s'agit d'organiser par des classements et des réductions de données. Nous avons vu que l'établissement du fichier pluviométrique bien compris prépare ces opérations en effectuant, d'une part, un préclassement des pluies journalières, d'autre part, une première réduction des données par le calcul des totaux mensuels et annuels. Notons que ces données réduites peuvent à leur tour être considérées comme des variables aléatoires et donner lieu à des classements et des réductions. La première et la plus importante de ces réductions est le calcul de la pluviométrie moyenne inter-annuelle à une station donnée ou module pluviométrique de cette station.

Fréquence des pluies - Probabilité - Supposons que l'on dispose à une station pluviométrique de N d'observations sur une période de durée T; ces observations étant classées par ordre décroissant et une durée de référence étant choisie, égale à la durée sur laquelle porte chacune des observations, on dit que l'observation X de rang m à la fréquence: $\frac{m}{N}$ pour la période T. On peut, du reste, être amené à choisir comme donnée de référence une durée différente de celle que nous venons de définir.

Si la durée de T et le nombre d'observations N qui en dépendent sont infinis ou tout au moins très grands et si le climat n'as pas changé

dans l'intervale, m/N est la fréquence de X. On voit immédaitement que cette fréquence et cette probabilité sont des fréquences et des probabilités totales, c'est à dire que m/N (limite) est la probabilité pour que X soit égalée ou dépassée au moins une fois en moyenne, pendant la durée de référence. En principe, une probabilité ou une fréquence est un nombre pur compris entre zéro et l'unité. Il est cependant commode de les mesurer par une sorte d'unité que nous avons définie en "éventualité par ...". Si la durée de référence choisie est l'année, nous exprimerons la fréquence en "éventualité" par an.

La probabilité ainsi définie ne peut être jamais calculée exactement. Cependant, si la durée T est suffisante pour que les variations saisonnières et la succession des années sèches et humides ne pertubent pas trop la moyenne, on peut admettre comme loi de probabilité celle qui se rapproche le plus, de la répartition statistique expérimentale.

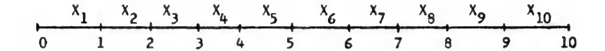
Notons que les données réduites ne suivent pas forcément les mêmes lois que les données élémentaires d'où elles sont tirées. En fin, il peut arriver souvent qu'à une station déterminée la loi de probabilité des fortes pluies (pour des années très pluvieuses) ne soit pas la même que celle des pluies faibles (pour des années faibles).

Avant de passer aux applications, revenons sur la notion de fréquence telle qu'elle se dégage des données d'observation. Nous avons défini la fréquence d'une valeur donnée comme le rapport m/N du rang attribué à cette valeur dans le classement au nombre total de valeurs observées. Supposons, en effet, que nous disposons d'un échantillon N de valeurs observées (10 pour fixer les idées). Supposons que ces 10 valeurs soient classées par ordre décroissant et 3 le numéro d'ordre de la valeur X.

D'après la définition ci-dessus donnée, la fréquence naturelle F_1 affectée à la valeur X est égale à la valeur 0.3. C'est une fréquence

"au dépassement"; c'est à dire la fréquence pour que la valeur X soit égalée ou dépassée. Supposons maintenant que le classement soit effectué en ordre inverse, c'est à dire par valeurs croissantes. La valeur X occupe le rang 8 sur la liste des valeurs classées: sa fréquence F_2 au "non dépassement" serait égale à 0.8 et l'on aurait $F_1 + F_2 = 0.3 + 0.8 = 1.1$ relation qui est évidemment absurde puisque $F_1 + F_2$ indique la fréquence avec laquelle une valeur quelconque de l'échantillon sera égale, supérieure ou inférieure à X; cette fréquence est évidemment égale à l'unité

Considérons le classement schématisé par les intervalles suivantes:



Reprenons l'exemple de la valeur X_3. Si l'on suppose l'échantillon parfaitement représentatif de la population dont il est tiré, tout ce que l'on peut dire est que, dans les classements successifs obtenus en augmentant la grandeur de l'échantillon et reportés sur le segment 0 - 10 subdivisé alors en autant d'intervalles qu'il y a d'observations (nombre supérieur à 10), la valeur X_3 doit rester entre les bornes 2 et 3 du découpage primitif. Il faut donc attribuer à X_3 une fréquence quelconque comprise entre 0.2 et 0.3. Nous admettons que la meilleure valeur corresponde à la moitié de l'intervalle, soit 0.25. Puis généralement, on choisira pour la Nième valeur des classements portant sur un échantillon de N observations, la fréquence $\frac{n - 1/2}{N}$

On vérifie avec ce procédé qu'on a bien: $F_1 + F_2 = 1$. D'autre part, si l'on applique une loi de probabilité à l'échantillon, l'estimation directe des paramètres d'ajustement conduit effectivement à des probabilités théoriques proches des fréquences expérimentales ainsi calculées

Etude des Intensités

L'étude des intensités est effectuée à partir des résultats donnés par les pluviographes.

Notion d'intensité moyenne

Nous avons vu que, d'un pluviogramme donné, on tirait une courbe de répartition d'intensité appelée hyétogramme. Cette courbe présente un intéret en soi. Elle permet de classer les intensités en fonction de la durée.

Dans un certain nombre d'applications, on est amené à considérer ce qui se passe, non pas en un point donné, mais sur l'ensemble d'un bassin. On introduit alors la notion d'intensité moyenne dans l'espace défini par:

$$I_m = \frac{1}{S}\iint_S I dx . dy$$

I étant pour une durée donnée, l'intensité en un point quelconque de cordonnées x et y. Et l'intégrale double étant étendue à l'ensemble du bassin.

S'il y a un seul pluviographe et un certain nombre de pluviomètres 1, 2, 3.., n, on admet, à défaut de renseignements complémentaires que les hyétogrammes de 1, 2, 3, ..., n sont affines et que les surfaces respectives sont proportionnelles aux pluies totales $P_1, P_2, P_3 \ldots P_n$ relevées à ces postes pendant la durée totale de la pluie.

Les intensités à chaque station pendant une même période ΔT sont respectivement donc égales à:

$$I_E \text{ (au pluviographe)},\ I_E \frac{P_1}{P_E},\ I_E \frac{P_2}{P_E}, \ldots,\ I_E \frac{P_n}{P_E}$$

Soient S_1, S_2, S_3 ... S_n les zones d'influence attribuées aux différents appareils, par exemple, par la méthode de Thiessen l'intensité moyenne sera égale à:

$$I_m = \frac{1}{S} \cdot I_E \left(\frac{P_1}{P_E} S_1 + \frac{P_2}{P_E} S_2 + \ldots + \frac{P_n}{P_E} S_n \right)$$

D'où:

$$I_m = \frac{P}{P_E} I_E$$

P désignant la pluie moyenne sur le bassin:

$$\frac{1}{S} (P_E S_E + P_1 S_1 + \ldots + P_n S_n) = P$$

Il suffit donc, pour avoir le hyétogramme moyen, de multiplier les ordonnées du hyétogramme obtenues du pluviographe par le rapport $\frac{P}{P_E}$

Relation: Intensité - Durée

Dans l'averse du 9 Août présentée au début, nous avons supposé implicitement que l'intensité de la pluie fût constante dans l'intervalle de temps pour lequel elle était calculée. Nous voulons maintenant savoir ce qui se passe pour un intervalle de temps quelconque fixé à l'avance. Reprenons le dépouillement de la même averse pour des intensités moyennes de durée: 15 minutes, 30 minutes, 1 heure, 2 heures, 3 heures... Remarquons que l'expression: intensité moyenne n'a pas ici le sens que nous lui avons plus haut attribué: le qualificatif "moyenne" est pris dans le temps et non dans l'espace. Pour éviter toute confusion, on désigne les "intensités moyennes dans le temps": par intensité en 15 minutes, en 30 minutes, etc...

Comme seules nous interessent les intensités les plus fortes, nous nous contenterons de dépouiller la zone du diagramme correspondant aux intensités les plus fortes (forte pente de la courbe tracée sur le pluviogramme etc ...). Ainsi, on peut tracer la courbe de l'intensité en 15 minutes en fonction de l'heure. Le maximum est de 41 mm par heure.

L'intensité en 30 minutes, maximum: 36,6 mm/heure

L'intensité en 1 heure, maximum : 22,8 mm/heure

L'intensité en 2 heures, maximum: 12,0 mm/heure

L'intensité en 3 heures, maximum: 3,9 mm/heure

Pour 4 heures, l'on trouverait un maximum de 7,6 mm/heure. On remarque donc que les intensités diminuent lorsque la durée augmente. La courbe des intensités en fonction de la durée définit ce qu'on appelle la relation: intensité - durée pour l'averse considérée. La méthode que nous venons d'indiquer s'adresse à une averse isolée, ou tout au plus à une période de 24 heures, on peut étendre la notion d'intensité à une durée de 1 jour, 2 jours etc ... Les intensités seront alors exprimées en

mm par jour et le calcul se fera de la façon suivante (pour une durée de 5 jours).

On totalise les pluies des 5 premiers jours de la période à étudier: d'où une intensité de x mm par jour pour 5 jours. Puis, on retranche du total des 5 premiers jours la pluie du ler jour et on ajoute celle du 6ème etc... On se trouve alors en présence d'un tableau d'intensités pour 5 jours consécutifs présentant des maxima et des minima. On recueille tous les maxima en prenant soin de ne pas faire interférer les périodes de 5 jours pour lesquelles ils sont calculés. Les résultats sont emmagasinés en vue des études statistiques. On peut procéder ainsi pour n'importe quelle durée.

Supposons maintenant que l'on ait effectué le dépouillement précédent sur une série de diagrammes relatifs à un nombre respectable d'années. Les "intensités en 1 heure", par exemple, recueillies pendant cette période, peuvent faire l'objet d'un classement et d'une étude statistique permettant d'évaluer des "intensités en 1 heure" de fréquences quinquennales, décennales, centenaires etc...

Il en est de même des durées de 15 minutes, 30 minutes, etc Considérons, par exemple, les intensités en 15 minutes, 30 minutes, 1 heure, 2 heures, 3 heures, 4 heures de fréquence décennale. On appelle la relation: intensité - durée ainsi définie, représentée par une courbe analogue à celle que nous avons tracée pour une averse, la relation: intensité - durée des pluies à la station X, liée à la fréquence décennale. Le terme décennale s'applique à chaque point particulier de la courbe; mais la courbe, dans son ensemble, ne représente à aucun tire une averse décennale.

En effet, la fréquence de chaque intensité - durée est calculée en supposant qu'elle soit indépendante des autres. Ce qui n'est pas évidemment le cas, si l'on considère une averse réelle.

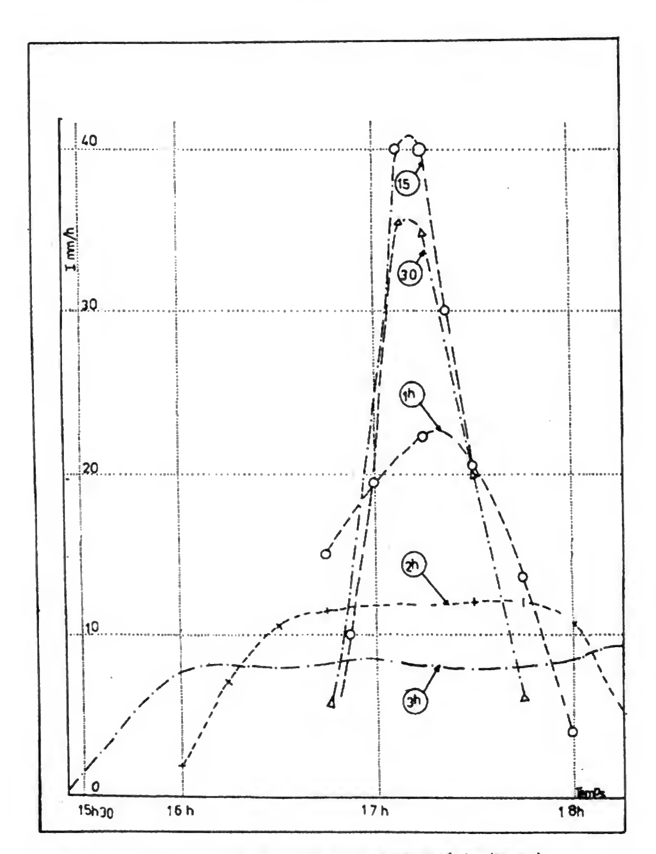


Figure 7 - Distribution de la relation Intensité (mm/heure)
Durée de l'averse du 9 Août 1956

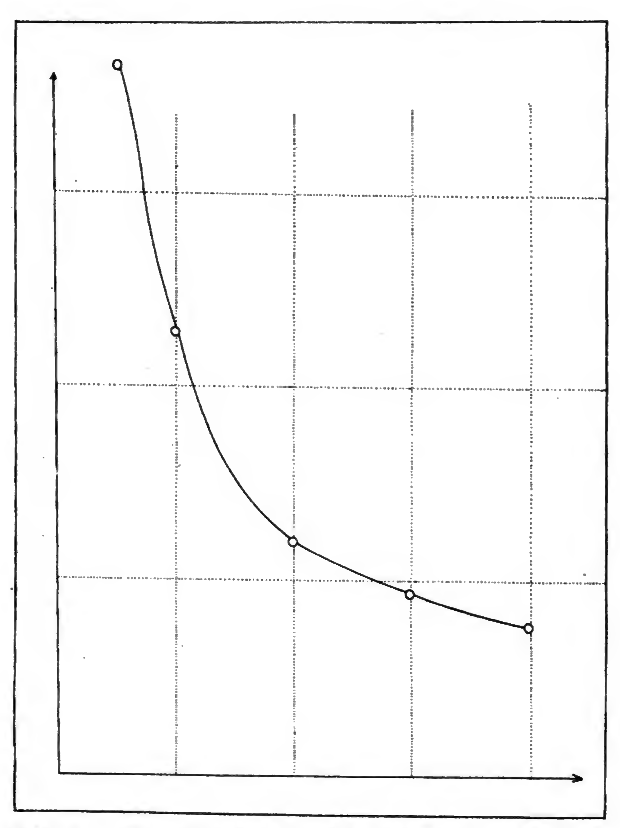


Figure 8 - Relation Intensité - durée de l'averse du 9 Août 1956

CHAPITRE V

EVAPORATION ET TRANSPIRATION

Evaporation.- Du point de vue physique, l'évaporation est le passage de l'état liquide à l'état gazeux de l'eau. D'une manière rigoureuse, l'évaporation comme nous l'avons déjà dit, commence bien avant que la goutte d'eau n'arrive au sol. Vu que la précipitation est mesurée au sol et non en laissant les nuages, au point de vue hydrologique, l'évaporation se réfèrera à la partie de l'eau arrivée effectivement au sol. Nous allons étudier l'évaporation en tenant compte de ces différents points de départ.

D'abord, une partie de la pluie est interceptée par les feuilles, les branches, le tronc. Nous devons donc penser à une évaporation à partir de la plante. Une autre partie arrive au sol, le mouille. Nous pouvons dire qu'il y a une évaporation à partir du sol à une intensité qui varie avec le degré d'humidité du sol. Une fois le sol saturé, l'eau ruisselle à la surface et, avant même d'atteindre les cours d'eau, participe à l'évaporation. Une partie arrive aux cours d'eau: on aura l'évaporation à partir des surfaces liquides (mer, lac et rivière). Maintenant nous pouvons parler d'une forme spéciale d'évaporation, celle qui prend naissance à partir des accumulations de neige et de glace. C'est le passage de l'état solide à l'état gazeux sans passer par l'état liquide: c'est le phénomène de la sublimation. D'autres processus donnant naissance aux phénomènes physiques d'évaporation sont également à investiguer: le processus biologique par lequel, à travers le cycle biologique de la plante, l'eau puisée dans le sol par les racines sort dans l'atmosphère par la transpiration des plantes.

Dans bien des cas, nous n'attachons pas beaucoup d'importance à la différenciation entre l'évaporation physique proprement dit et la transpiration des plantes à partir du cycle biologique. Dans l'équation du bilan hydrique ces 2 aspects ont été englobés sous le même vocable.

Pouvoir évaporant de l'atmosphère

Un élément fondamental de l'évaporation est l'action de l'atmosphère qui doit recevoir cette humidité. Nous avions vu dans la loi de Coutagne que l'évaporation dépend de la disponibilité en eau et de la capacité de l'atmosphère pour l'évaporer; jusqu'à une certaine limite, l'évaporation augmente avec la précipitation, puisque la disponibilité en eau augmente. Et, à partir d'une certaine limite, l'évaporation diminue avec la précipitation; l'atmosphère étant saturé, n'est pas en mesure de l'absorber.

Par conséquent, nous allons étudier cette influence de l'atmosphère dans le développement du phénomène de l'évaporation appelé pouvoir évaporant de l'atmosphère, c'est à dire la capacité dont dispose l'atmosphère pour absorber l'humidité. Ici, nous n'allons exposer que quelques idées générales. Le pouvoir évaporant de l'atmosphère se définit comme étant la hauteur d'eau qu'elle est en mesure d'évaporer au cas ou l'on disposerait de toute l'eau nécessaire. Nous avons dit que l'évaporation météorologique et l'évaporation hydrologique se différencient du fait que la première est mesurée à l'évaporimètre: appareil dans lequel l'atmosphère trouve toute l'eau nécessaire à son absorption donc à évaporer; tandis que la seconde est conditionnée non seulement par la capacité d'absorption de l'atmosphère, mais surtout par la disponibilité de l'eau. Le pouvoir évaporant de l'atmosphère est influencé par une série de variables plus ou moins importantes. Fondamentalement, l'évaporation dépend du déficit hygrométrique de l'atmosphère exprimé par la loi de Dalton qui se définit ainsi: l'évaporation est proportionnelle à la différence entre la tension de vapeur à la température de l'eau F et la tension de vapeur réelle de l'atmosphère f en cet instant et inversément proportionnelle à la pression atmosphérique totale H qui est la somme de la pression atmosphérique plus la tension de vapeur.

Cette relation peut s'exprimer sous la forme de:

$$E = K \left(\frac{F - f}{H}\right)$$

Parfois, elle se présente sous la forme suivante:

$E = K'F\ (1 - \varepsilon)$; avec $\varepsilon = f/F$, expression de l'humidité relative; H étant incorporé dans K' (soit $K' = \frac{K}{H}$)

Une autre variable qui influe sur l'évaporation est la température de l'air, puisque la température de l'eau suit celle de l'air avec un certain retard pour décroître moins vite qu'elle; il en sera de même de F qui est la tension de vapeur à la température de l'eau.

L'insolation joue également un rôle sur l'évaporation. En effet, l'évaporation a besoin de la chaleur pour se manifester. Cette chaleur est reçue par l'eau qui sera évaporée ou par le sol imbibé; les corps chauds à proximité de l'eau transfèrent également une partie de l'énergie solaire reçue dans le processus. Par conséquent, l'évaporation augmente avec les heures d'insolation. Il en est de même de la température de l'air et de celle des objets en contact avec l'eau.

Une autre variable qui agit de manière importante est la vitesse et la turbulence de l'air. Ce fait n'apparait pas dans la formule qui ne tient compte que de l'air au calme; alors que l'influence de la vitesse et de la turbulence de l'air est grande.

En effet, l'air, après avoir absorbé l'humidité, est déplacé et remplacé par une autre masse moins humide, avec une grande différence entre F et f, soit: (F - f) d'où la capacité de produire une nouvelle

évaporation assurant ainsi la continuité du processus. De cette façon quand l'air est calme à partir d'un certain temps, la différence F - f diminue; c'est-à-dire que ε augmente, donc E diminue. Tandis que quand l'air est en mouvement, il y a turbulence et plus elle est grande, plus le phénomène est intense. La circulation de l'air assure le renouvellement à partir de courants moins humides; ce qui a pour effet de maintenir E constante. Autrement, E diminuerait avec le temps.

L'influence de la pression atmosphérique est faible; elle est incorporée dans la lère équation de Dalton, au dénominateur H. D'une manière générale, on opère toujours de cette façon, vu que son influence est minime.

Enfin, parmi les variables significatives, il y a la salinité de l'eau. Plus il y a du sel dans l'eau, moins elle s'évapore. En général, comme ordre de grandeurs on pourrait dire que pour chaque augmentation de 10% de la salinité, l'évaporation diminue de 10%.

Par contre, les nombreux essais réalisés montrent que la turbidité de l'eau est sans influence sur l'évaporation; c'est à dire que même si l'eau contient des particules solides ou n'importe quelle autre matière en suspension, celà n'affecte en rien l'évaporation, contrairement à ce qui arrive avec la présence des sels dans l'eau.

Pour mesurer le pouvoir évaporant de l'atmosphère, nous avons vu qu'on utilise l'évaporimètre. Il en existe différents modèles dont les deux plus courants sont les bacs et les évaporimètres en verre à membranes évaporantes. La première différence entre ces deux types est dans leur taille respective. Les bacs de dimensions standards ont un diamètre de 1.5 m environ et o.3 m de profondeur. Il est important de standardiser l'emploi de ces types d'appareils, parce que les mesures varient en fonction de leurs dimensions. Pour comparer les résultats, il est nécessaire de bien identifier les appareils qui ont servi aux mesures. Les

bacs sont disposés de trois façons différentes: Sur le sol, enterrés et flottants (pour les masses liquides, les lacs surtout). Chacun a ses inconvenients. Les appareils qui reposent sur le sol ont leurs parois latérales qui s'échauffent sous l'action du soleil, ce qui a pour effet d'augmenter rapidement la température de l'eau provoquant ainsi une plus grande évaporation. Les enterrés ne reçoivent pas la chaleur du soleil sur leurs bords, mais subissent l'effet des gouttes de pluie qui, par leur impact, provoquent des rejaillissements de l'eau vers l'extérieur, ou des retombées des matériaux étrangers qui ont pour effet de fausser les lectures et d'obtenir une évaporation supérieure.

Les bacs flottants ont beaucoup d'inconvenients et de difficultés. Les vagues peuvent provoquer des rentrées d'eau; ce qui enlève toute précision aux mesures.

Les autres types utilisent une substance poreuse, soit de la porcelaine, soit du papier filtre maintenu constamment humide. On mesure surtout le niveau de l'eau dans le récipient alimentant la substance poreuse. Ces appareils, en général, donnent des valeurs plus faibles que les autre types, étant à l'abri de toutes influences généralement quelconques.

Pour se faire une idée de la relation entre les valeurs que donne l'évaporimètre par rapport à l'évaporation naturelle, le coefficient à appliquer oscille souvent pour un bac (diamètre 1.50 m ; profondeur d'eau 0.25 m) entre 0.6 et 0.8. On doit utiliser ce coefficient pour obtenir l'évaporation à partir d'un lac ou d'une rivière; de plus, il n'y a aucune corrélation, c'est-à-dire que le même appareil, suivant les circonstances, donne des résultats différents. Par conséquent, il n'est pas possible de connaitre avec précision le coefficient à appliquer, ces coefficeints ne sont valables que pour une longue période et pour des moyennes. Par exemple, pour un appareil à papier filtre, le coefficeint est un peu plus constant: malgré les fluctuations, il est de 0.7.

Cette formule ne tient pas compte de l'influence du vent, il en existe beaucoup d'autres, toutes empiriques. Elles essayent d'obtenir des valeurs en utilisant des donnés météorologiques.

La plus employée est celle de Meyer qui donne l'évaporation moyenne:

$$Em = C\ (Fe - Fa)\ (1 + \frac{V)}{16}\ mm$$

Em est l'évaporation mensuelle en mm;

Fe est la tension de vapeur qui correspond à la température moyenne mensuelle de l'air;

Fa est la tension réelle de vapeur moyenne du mois

V est la vitesse moyenne du vent et

C un coefficient qui, en plus d'exister en tableau pour les valeurs très courantes, est de 11 pour les lacs et les grandes étendues liquides de grande profondeur et de 15 pour les cas peu profonds, par exemple les zones marécageuses.

Cette formule doit subir une autre modification pour le cas des lacs profonds. Pour Fe, au lieu de prendre la tension de vapeur correspondant à la température moyenne de l'air on emploiera la tension qui correspond à la température moyenne mensuelle de l'eau; c'est à dire, non seulement on change le coefficient, mais on utilise d'autres valeurs pour la température.

Evaporation à partir de surfaces liquides

Dans la détermination de l'évaporation à partir de surfaces li-

quides, l'étendue et la profondeur jouent un rôle très important. L'étendue à une grande importance à cause des vents. Quand le vent provenant de l'intérieur souffle sur une surface étendue, par exemple la mer ou le lac, il se produit beaucoup d'évaporation, puisqu'il est sec. Cependant en s'avançant son taux d'humidité augmente et son pouvoir évaporant diminue. Donc, l'étendue de la surface influe puissamment sur l'évaporation qui s'y produit.

La profondeur également influe à cause de l'inertie thermique qu'elle provoque. Les masses liquides peu profondes suivent rapidement les variations de la température de l'air par contre, avec la profondeur, la température de l'eau augmente plus lentement que celle de l'air. La vitesse de réchauffement de l'eau ralentit avec la profondeur, de sorte que, quand la température ambiante augmente, celle de l'eau est moindre que celle de l'air. Par conséquent, aux époques de grande chaleur l'évaporation sera moins élevée dans les masses à grandes profondeurs que dans celles moins profondes, parce que suivant de plus près la variation de la température de l'air. C'est ainsi qu'un évaporimètre placé à la surface d'un lac accusera des lectures plus fortes que celles du lac par temps chaud.

La mesure directe est délicate, en général. On obtient une meilleure estimation en utilisant l'équation du bilan hydrique: connaissant P et Q, nous pouvons déduire E. Cependant, l'équation simplifiée est à écarter, puisque ne tenant pas compte du phénomène d'infiltration au voisinage du lac; phénomène qui change de sens suivant les époques. En période humide, la nappe phréatique est très haute, elle alimente le lac, tandis qu'en temps sec, on enregistre le mouvement inverse; le lac alimente la nappe et la réserve. Dans ces conditions, il sera très difficile d'estimer l'évaporation à partir de l'équation du bilan hydrique. Si nous faisons des études sur des lacs à fond imperméable, alors, l'équation simplifiée est apllicable et les estimations, assez correctes.

Comme ordre de grandeurs, l'évaporation à partir de surfaces liquides dans les régions tropicales varie entre 1500 et 3000 mm par an. Au centre de l'Europe, ces valeurs tombent entre 450 et 700 mm par an. Si nous voulons estimer l'évaporation à partir de surfaces liquides, les mesures effectuées au moyen d'un évaporimètre situé à proximité du lac ou d'une rivière, peuvent être utilisées à condition d'y appliquer un coefficient qui permet de passer de l'évaporation sur petits volumes à celle sur grands volumes.

Aussi, faut-il avoir des données permettant de savoir quel coefficient à appliquer. autrement, des difficultés apparaissent. Au cas où l'on disposerait de ces coefficients, il est recommandable de ne les utiliser que pour la détermination des valeurs annuelles.

Nous pourrions également avoir une estimation moins précise en appliquant la formule de Meyer.

D'autres formules semblables sont employées en lieu et place des évaporimètres. Mais, en plus d'incorporer certaines données météorologiques, elles utilisent un coefficient, le même qui est appliqué aux données d'évaporimètre.

Si nous établissons la courbe d'évaporation en fonction de la température de l'air pour une surface libre, nous obtenons une forme circulaire constituée par les points correspondant aux différents mois de l'année.

La raison est la suivante: pour une même température de l'air l'évaporation est plus élevée au cours de la période suivante qu'au cours de la précédente.

En effet, entre janvier et juillet la température de l'eau va en augmentant, bien qu'avec un certain retard par rapport à celle de l'air Par conséquent, la valeur de F (tension de vapeur de l'eau) est moindre que celle de F correspondant à la même température mais située sur la branche

descendante de la courbe. Ce phénomène s'explique très bien par le fait que la température de l'eau à cette date sera supérieure à celle de l'air; donc F sera plus grande.

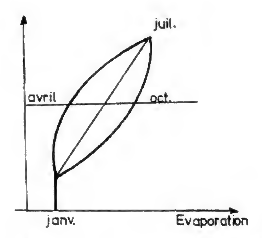


Figure 9 - Variation Saisonière de l'évaporation en fonction de la Température.

D'une manière générale, cette courbe se présente toujours ainsi Elle variera en fonction des circonstances, particulièrement en fonction du cycle de variations de la température d'une manière brusque ou douce.

Cependant, quelles que soient les circonstances, il y aura deux valeurs distinctes de l'évaporation pour une même température. L'évaporation à la surface des lacs peut être telle qu'elle puisse rendre non économique la construction d'un barrage. Le fameux réservoir de Boulder, aux Etats-Unies, accuse des pertes par évaporation qui sont de l'ordre du dixième du débit de la rivière, de sorte que, si dix réservoirs étaient placés sur ce cours d'eau tout le débit s'évaporait. Ce fait serait d'autant plus grave que le réservoir constitué serait plus étendu et moins profond. L'évaporation dans les réservoirs cause un problème tellement grave qu'un certain nombre d'essais ont été réalisés pour protéger les réservoirs contre l'évaporation. Des liquides moins évaporables ont été répandus à la surface du réservoir, notamment des huiles minérales, mais sans succès.

D'abord il n'a pas été possible d'obtenir la continuité à la surface pendant un temps plus ou moins long: les petites vagues la détruisent. Ensuite, le peu de temps qu'elle a fonctionné a suffi pour détruire toute vie dans l'eau, animale ou végétale. Il n'y a pas longtemps, de nouveaux essais ont laissé présager un avenir prometteur; des composés de chimie organique complexes ont permis la formation d'une couche mono-moléculaire d'une épaisseur de 10^{-8}mm à la surface de l'eau. Ainsi, la quantité nécessaire par hectare est très faible. Ce résultat est obtenu avec des substances de haute tension superficielle qui présentent en outre l'avantage de ne pas provoquer de perte de vies végétales ou animales. La substance qui donne le meilleur résultat est l'hexadécanol. Dans certains cas, l'évaporation est réduite de 60%, alors que dans d'autres elle n'est que de 10%.

Evaporation à partir de la neige et de la glace

Il y a très peu d'information sur l'évaporation à partir de la neige et de la glace. C'est un phénomène qui est très peu étudié. En effet, la seule information disponible est que plus elles s'approchent de la phase liquide, plus grande est leur évaporation. Peu avant le dégel, la neige ou la glace donne une très forte évaporation, parce qu'ayant une grande quantité d'eau. Un autre facteur bien connu est la compacité de la neige. La neige fraîche, peu compacte se sublime plus facilement que celle déposée depuis un temps relativement long. Ce phénomène est dû au fait qu'après un certain temps, la neige se tasse, devient plus compacte, par conséquent, à moins de surface en contact avec l'air. Autrement, par la porosité, la partie interne serait également en contact avec l'air. A titre de référence, on peut faire mention d'une évaporation moyenne par an de 200 à 300 mm. Bien entendu, cette évaporation a lieu seulement au cours des mois où la neige existe.

La présence de conifères peut augmenter grandement la sublimation à cause de la neige retenue par les branches. Par contre, les arbres

qui gênet le passage du soleil et brisent le vent, influent en sens contraire.

Evaporation à partir du sol

En réalité, en étudiant l'évaporation à partir de surfaces liquides, seule celle de la mer est d'importance.

En effet, si nous considérons un bassin hydrographique, la partie occupée par les eaux est relativement petite par rapport à la superficie totale. Par conséquent, son importance relative dans l'évaporation totale sur le bassin est très petite. Il en est de même des surfaces couvertes de neige ou de glace.

La plus grande partie de l'évaporation provient soit du sol, soit des végétaux, par le mécanisme de la transpiration. L'évaporation du sol se fait généralement en surface, sauf pour les terrains poreux et fissurés où l'évaporation peut se faire en profondeur.

L'évaporation enlève à la partie supérieure du sol son humidité et provoque, s'il y en a, la remontée d'eau des couches profondes. Ainsi, il peut se faire que toute l'humidité du sol s'évapore le laissant complètement sec. Parlant de sol complètement sec, il ne faut pas y voir une absence totale d'eau. En effet, dans un sol sec 5% environ de son volume est constitué par de l'eau qui est liée fermement aux particules et qui ne peut se perdre par évaporation: c'est de l'eau hygroscopique.

Considérons l'atmosphère avec un pouvoir évaporant constant. L'évaporation augmentera avec la quantité d'eau contenue dans la couche superficielle et avec la facilité de la remontée capillaire. Le cas le plus simple serait celui où la nappe phréatique atteindrait la surface du sol, produisant une saturation totale.

Dans ce cas, l'évaporation serait maximale et de l'ordre de 100% de celle produite par une surface liquide. Un sol totalement saturé en surface produit autant d'évaporation qu'une surface liquide. L'importance de l'évaporation diminue avec la profondeur de la nappe phréatique et est fortement influencée par le phénomène de capillarité. Quand la couche superficielle du sol perd son humidité, la remontée d'eau des couches profondes devient plus lente. Au cas où il n'y aurait pas de nappe phréatique ou qu'elle serait très profonde, l'évaporation se réduirait à celle d'un sol dans lequel l'eau de pluie se serait infiltrée. En outre, le sol étant perméable, une partie des précipitations en s'infiltrant vers les couches profondes, s'évaporera à partir des couches superficielles.

La détermination de l'évaporation du sol se fait de trois façons au lysimètre, dans les parcelles expérimentales et dans les cages en verre.

Le lysimètre consiste en un parallélépipède de dimensions relativement grandes: 4m x 2m de surface et 2m ou plus de profondeur, en tôle ou en béton imperméable. Il est découvert en surface. Dans cette cage on reconstitue un sol le plus rapproché possible d'un terrain naturel pour étudier le processus de l'évaporation. On donne une certaine pente au terrain et on place un canal pour recueuillir le ruissellement quand il pleut. Le volume du liquide recueilli est mesuré à la sortie. Au fond du lysimètre il y a un dispositif de drainage qui permet de recueillir et de mesurer l'eau qui a traversé le sol. De cette façon on détermine l'excédent de ruissellement et d'infiltration; l'étude est ensuite réalisée compte tenu de l'équation du bilan avec tous ses termes: $E = P - (Q + \Delta R)$. La précipitation P et le ruissellement Q sont connus et ΔR représente la variation de l'humidité du sol remplissant le lysimètre, ainsi que le drainage qui, dans le cas d'un terrain naturel, alimenterait les réserves profondes.

La variation de l'humidité du sol peut être déterminée par pré lèvement d'échantillons ou, dans certains cas, par montage du système sur bascule, donc par pesée. Le grand problème du lysimètre est que le terrain ne reflète pas les conditions naturelles pour soigneux que soit le montage.

Dans ce cas, le système des parcelles d'essai est équivalent et son terrain naturel. La zone d'essai est entourée d'un écran imperméable enfoncé dans le sol jusqu'à la couche imperméable. Ce système est pourvu de drainage et de collecteur de ruissellement superficiel. Il fonctionne comme un lysimètre avec l'inconvénient de ne pas pouvoir bien déterminer l'humidité.

Le système de cage en verre s'applique à une échelle beaucoup plus petite. C'est un récipient fermé exposé aux conditions atmosphériques les plus naturelles possibles, muni d'un couvercle en cristal. Le processus consiste à provoquer la condensation de l'évaporation afin de la mesurer. Le couvercle en cristal remplit la fonction de paroi froide et provoque la condensation.

L'inconvénient est que le pouvoir évaporant de l'atmosphère dans ces conditions est très différent de la réalité. Cette méthode qui permet de mesurer directment l'évaporation contrairement aux autres, présente l'inconvénient d'altérer le pouvoir évaporant de l'atmosphère.

En général, la valeur de l'évaporation à partir d'un sol naturel s'exprime en pourcentage de celle d'une surface liquide. A titre de référence, on pourrait dire que pour un sol de sable fin saturé d'eau et parfaitement perméable l'évaporation est de l'ordre de 100%. Pour la marne saturée, elle descend à 90%. Pour l'argile, elle baissera encore plus 75 jusqu'à 85%. Quand le sol n'est pas saturé, l'évaporation dépend exclusivement de la précipitation.

Dans le cas des sols non saturés, il est très difficile d'arriver à de bonnes estimations de l'évaporation: il existe quelques formules peu fiables. Nous pouvons mentionner celle de Turc qui donne l'évaporation en mm pour une période de dix jours (sol non saturé).

$$\text{Emm pour 10 jours} = \frac{P + a}{1 + \left(\frac{P + a}{L}\right)^2}$$

a : est l'eau disponible pour l'évaporation; cette eau ne vient pas de précipitation. Normalement on prend des valeurs comprises entre 10 mm pour un sol humide et 1 mm pour un sol sec. L mesure indirectement le pouvoir évaporant de l'atmosphère et est donné par la formule :

$$L = \frac{1}{16} (t + 2 \sqrt{I})$$

t : est la température moyenne de la période (10 jours) et

I : est la radiation solaire en calories/cm^2 par jour.

Transpiration

Nous abordons maintenant l'autre aspect de l'évaporation: l'évaporation à travers la plante ou transpiration.

La plante, grâce à ses racines, puise l'eau du sol par osmose et par un mécanisme peu connu jusqu'ici. L'eau monte par le tronc, traverse les branches et atteint les feuilles où elle est en contact avec l'atmosphère. La surface évaporante est de beaucoup supérieure à celle des feuilles, parce que la transpiration se produit non seulement à la surface des feuilles, mais également dans leur partie intérieure; car

l'air pénétrant par les pores, atteint les masses végétales internes: ce qui contribue d'avantage à l'évaporation.

Dépendant du pouvoir évaporant de l'atmosphère, la transpiration de ce fait, subit l'action de la température de l'air de l'humidité et de la vitesse du vent.

L'humidité du sol influe aussi sur la transpiration, quand le sol est très sec la plante ne peut absorber l'eau, de sorte que le mécanisme de la transpiration s'arrête.

L'observation de la transpiration se fait de la même manière que celle de l'évaporation: au lysimètre avec des parcelles expérimentales ou au moyen de cage en verre. La différence réside dans le fait que, au lieu de travailler sur un sol nu, on utilise un sol planté d'espèces végétales distinctes et l'on étudie le mécanisme de la transpiration pour chaque espéce.

Des observations sont faites sur les différentes périodes de la vie de la plante pour étudier les variations de la transpiration. De cette façon, on arrive à obtenir une série de données très intéressantes permettant de déterminer les besoins en eau pour une culture déterminée, connaissant la transpiration de la plante au cours des différentes phases du processus biologique.

La transpiration connaît trois variations ou cycles: une variation diurne, une saisonnière et une inter-annuelle.

Variation Diurne

Elle suit approximativement la même courbe que celle de l'évaporation, sauf pendant la nuit.

L'évaporation a un maximum le jour et un minimum la nuit, chez les végétaux ce minimum est pratiquement nul, vu que la vie végétale est très ralentie au cours des heures de la nuit.

La même remarque est à faire pour les variations saisonnières. La transpiration, au cours des différents mois de l'année, suit un cycle analogue à celui de l'évaporation, avec cette différence que chez les plantes ayant un cycle annuel ou chez les plantes à feuilles non pérennes le cycle est interrompu durant quelques mois; la transpiration est nulle.

Cette période correspond à celle où l'évaporation est minimale.

La variation inter annuelle de la transpiration suit rigoureusement le cycle de l'évaporation. Les années où l'évaporation est maximale, la transpiration l'est également

La transpiration varie avec la classe des plantes. Comme valeur moyenne pour l'année la transpiration en grande culture représente approximativement la moitié de l'évapotranspiration; c'est à dire que la moitié de E est l'évaporation directe, tandis que l'autre moitié se fait à travers le cycle biologique de la plante

Déficit d'écoulement mensuel

Les formules qui traitent du déficit d'écoulement ne sont applicables que pour le cycle complet d'un an.

S'agissant de périodes plus courtes, il faut faire intervenir les variations des réserves, c'est à dire de la partie qui s'infiltre dans le sol ou que nous utilisons. Comme il n'existe pas de formule qui nous permet de l'obtenir, une estimation est très difficile. On pourrait la déterminer par certaines méthodes tenant compte de la précipitation mensuelle, de l'évaporation et du ruissellement mensuel. Mais, le processus est très compliqué.

La méthode la plus simple qui permet une estimation est encore le bilan hydrologique complet incorporant les termes de l'infiltration, quoique simplifiés (Voir tableau page). La méthode de Thornthwaite introduit le terme d'évapotranspiration potentielle qui n'est autre que ce qu'on appelle le pouvoir évaporant de l'atmosphère. Elle se calcule mois par mois en fonction de la température et de la latitude au moyen d'abaque. La température est prise en compte dans ce qu'il convient d'appeler l'indice thermique

$$i = \left(\frac{T}{5}\right)^{1.5}$$ qui facilite l'emploi de l'abaque.

Dans la latitude, l'on tient compte indirectement de l'insolation.

Le pouvoir évaporant est comparé mois par mois avec la précipitation. quand la précipitation est supérieure au pouvoir évaporant, l'évapotranspiration est égale au pouvoir évaporant. Quand la précipitation est inférieure au pouvoir évaporant l'évaporation est limitée à la disponibilité en eau; s'il n'y a pas de réserve, l'évaporation sera égale à la précipitation du mois. quand il y a réserve, toute la précipitation est évaporée plus une partie dela réserve qui complète le pouvoir évaporant. Ce procédé continue mois par mois jusqu'à l'épuisement de la réserve. A partir de ce moment, l'évaporation réelle sera égale à la précipitation et non au pouvoir évaporant.

Une autre simplification est de considérer que l'infiltration dans le sol a une limite, une capacité d'absorbtion de 100 mm par exemple, de sorte qu'a chaque pluie l'excédent sur l'évaporation aille constituer la réserve jusqu'à atteindre 100 mm. A partir de ce moment, il n'y a plus d'accumulation (infiltration), mais bien du ruissellement. Mais, de la quantité disponible pour le ruissellement, c'est à dire; $P - (E + \Delta R)$, l'on admet que seule la moitié ruisselle au cours du mois et l'autre moitié, le mois suivant. Ce raisonnement n'a rien d'absolu; il donne seulement une orientation sur la répartition des pluies en évapotranspiration effective et en débits qui, au long de l'année, alimente les cours d'eau.

Ces valeurs ne peuvent être considérées que comme hypothèses de travail appelées à être remplacées par des valeurs plus précises.

Pour completer le tableau, l'on peut ajouter une colonne "Total" dans laquelle l'on fera apparaître les totaux de pluies et de ruissellement. Par conséquent, on peut tirer le déficit d'écoulement (P - Q) qui figure directement dans une autre ligne. On peut également l'obtenir de deux autres lignes: évapotranspiration potentielle et déficit d'évapotranspiration. Ce tableau permet aussi de calculer le coefficient mensuel d'humidité: sur une ligne l'on présentera la différence entre la précipitation et l'évapotranspiration potentielle, le tout divisé par l'évapotranspiration potentielle, soit:

$$\frac{P - ETP}{ETP}$$

Les mois où les précipitations sont inférieures à l'évapotranspiration potentielle ont un coefficient négatif et l'évapotranspiration réelle effective ne coincide pas avec l'évapotranspiration potentielle, vu que la disponibilité en eau est moindre. (tableau 3)

TABLEAU 3 Application de la méthode de Thornwhite au bilan de l'humidité du sol

Bilan d'eau d'une Superficie Cultivée, mois par mois

		OCT.	NOV.	DEC.	JAN.	FEV.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	TOTAL
1	Formule de Thornthwaite ETP (Potentielle)	50	24	14	11	16	31	51	64	109	127	115	83	715
2	P	80	79	82	58	66	69	64	70	74	51	55	56	804
3	Réserve disponible R (5)	30	85	100	100	100	100	100	86	51	0	0	0	--
4	ETR (réelle	50	24	14	11	16	31	51	64	109	102	55	56	603
5	ΔR (variation de R)(3)	30	55	15					-14	-35	-51			--
6	Déficit ETP (1-4)										25	60	27	112
7	Pluie Excédentaire			53 (26)	47 (27)	50 (37)	38 (44)	13 (41)	(27)	(13)	(6)	(3)	(1)	201
8	Ruissellement Q	0	0	26	(74) 37	(87) 43	(82) 41	(54) 27	(27) 14	(13) 7	(6) 3	(3) 2	(1) 1	201
9	P - ETP	30	55	68	47	50	39	13	-14	-35	-76	-60	-27	89
10	Coeff. mens. Humidité	.60	2.29	4.85	4.27	3.12	1.23	.25	-.17	-.32	-.60	-.52	-.33	

CHAPITRE VI

TOPOGRAPHIE DU BASSIN HYDROGRAPHIQUE

A première vue le concept de bassin hydrographique paraît simple et se définit comme étant cette partie du terrain dont les eaux de pluie qui ruissellent se concentrent et passent par un point du cours d'eau qui le traverse. Par conséquent, le concept de bassin est lié non suelement au cours d'eau, mais également à un point ou une section de ce cours d'eau. En nous référant à la totalité du bassin, ce point serait son embouchure ou le confluent avec la rivière principale.

Quand le sol est totalement imperméable, le concept de bassin hydrographique coincide complètement avec son aspect topographique; c'est à dire que: il serait la partie de terrain limitée par la ligne des altitudes ou côtes maximales. De cette manière, le concept de limite topographique apparaît très clair.

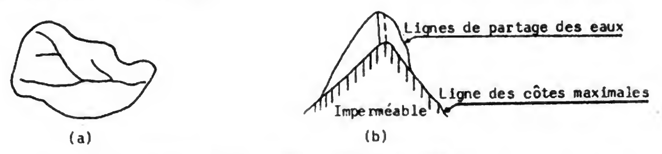


Figure 10 - Schémas a d'un bassin hydrographique
b ligne des côtes maximales et ligne de partage des eau

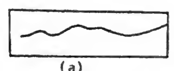
Cette ligne de crête partage les eaux entre deux versants. La coincidence entre les deux aspects topographique et hydrologique n'apparaît que si le terrain est imperméable. Dans le cas contraire, les eaux passeraient d'un bassin versant à l'autre et la vraie limite hydrographique serait le point qui divise les eaux entre les deux bassins.

En général, pour les grands bassins cette différence est peu significative, sauf dans les cas où les phénomènes karstiques sont importants; ce qui a pour effet de favoriser le passage de l'eau d'un bassin topographique à l'autre. Dans les petits bassins, au contraire, cette différence peut avoir une grande importance.

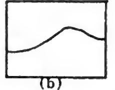
La forme du bassin

Un bassin hydrographique a toujours une superficie et un périmètre parfaitement définis. Cependant, deux bassins de même superficie ne se comporte pas de la même manière. Pour se faire une idée, pensons à un autre bassin d'égale superficie mais ayant une forme plus allongée. Alors intervient le concept de temps de concentration avec ses variations.

Le temps de concentration est le temps que met une goutte d'eau qui part du point le plus éloigné du bassin pour atteindre le point ou la section considérée (L'embouchure). Quand on atteindra le temps de concentration, les eaux provenant de tous les points du bassin, passeront en même temps par la section considérée; ce qui définit également la notion de pointe de crue (débit instantanné maximum). Disons tout de suite que, dans un bassin rectangulaire allongé, les distances à parcourir sont de beaucoup plus longues; nous voyons donc pourquoi la relation: surface-périmètre à une grande influence sur les caractéristiques hydrologiques du bassin.



(a)



(b)

Figure 11 a) Bassin versant rectangulaire allongé
b) Bassin versant moins allongé

La forme du bassin est définie par le coefficient de compacité de Gravéliusqui est la relation entre le périmètre du bassin et celui d'un cercle à surface égale:

$$Kc = \frac{\text{Périmètre}}{2\sqrt{\pi A}} = \frac{0.28P}{\sqrt{A}}$$

A surface égale, le cercle est une figure de moindre périmètre; par conséquent ce coefficient sera toujours supérieur à l'unité. Il s'approchera de l'unité à mesure que la forme du bassin se rapproche de celle d'un cercle. Ce coefficient serait d'autant plus grand que la forme du bassin serait très irrégulière par rapport à celle d'un cercle. Cette formule peut s'écrire:

$$Kc \quad \frac{0.28\ P}{\sqrt{A}}$$

Pour déteminer ce coefficient, on doit calculer le périmètre et, dans cette opération, il est permis de simplifier un peu. Si le pourtour est trop sinueux, on peut opérer certaine correction sans altérer fondamentalement les caractéristiques du bassin. L'aire ne sera pas modifiée, vu qu'il y aura compensation. Par contre, le périmètre sera moindre.

L'aspect hydrologique de la forme du bassin ne sera pas altéré par cette substitution et la valeur qui sera utilisée proviendra de sa forme modifiée, Par contre, on peut citer en exemple, le cas d'une rivière qui se replie sur elle-même et engendre une nette séparation du bassin en deux: ainsi, une méandre très accusée oblige parfois à compter deux fois la longueur d'une ligne dans le calcul du périmètre.

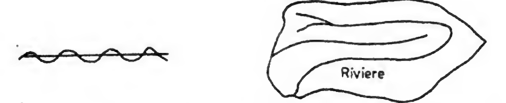


Figure 12 - Schema d'un bassin versant et son cours d'eau principal

Pour cette raison, il est important de bien étudier la forme et les particularités de ce type de bassins afin d'obtenir avec rigueur les valeurs du périmètre et de la surface qui soient réellement représentatives du comportement du bassin.

Le relief

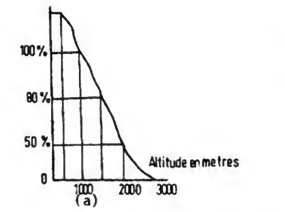
Le relief d'un bassin en est un autre aspect fondamental. Son influence est évidente, puisque plus forte sont les pentes, plus élevées sont les vitesses des cours d'eau et moindre sera le temps de concentration. Les courbes de niveau donnent une représentation assez parfaite du relief; mais parfois, elles sont trop complexes et donnent trop d'informations en ce qui concerne nos besoins. D'où la nécessité de tirer de ces courbes une information synthétisée et plus adéquate pour le travail. Cette information est obtenue en traçant la courbe hypsométrique du bassin. Sur un axe on porte les altitudes et sur l'autres, les superficies ou les pourcentages du bassin situé au dessus de ces altitudes.

Imaginons un bassin qui arrive jusqu'à la mer. On commencera donc par l'altitude 0 (zéro) et l'on placera les altitudes 1000, 2000 mètres etc... sur l'autre axe, l'on porterait les superficies ou les pourcentages au - dessus de chaque côté.

Par exemple, l'on pourrait avoir au dessus de la côte 1000 mètres 80% du bassin, 50% au dessus de la côte etc... au lieu de pourcentages, on peut mettre les surfaces.

A partir de cette courbe, l'on peut calculer l'altitude moyenne du bassin. Il suffit pour cela de mesurer les superficie relatives à chaque altitude et de déterminer la valeur moyenne.

On peut également déterminer la médiane, c'est à dire la valeur qui correspond à 50%. Por déterminer le mode, on peut bâtir un histogramme à partir des accroissements et de la fréquence pour une série d'intervalles fixes. Le mode serait l'accroissement ayant la plus grande fréquence.



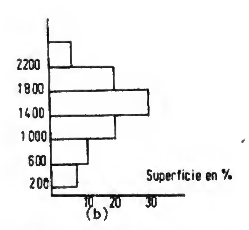


Figure 13 - Relation entre la surface et l'altitude
a) Courbe hypsométrique et
b) Hystogramme de fréquence de distribution

Voyons maintenant la signification des pentes qui figurent sur cette courbe. Par exemple, si la courbe, dans la zone des 100% avait une variation brusque, cela voudrait dire qu'entre deux altitudes qui variaient relativement peu, il existe une grande superficie; précisément en terrain de basse altitude il existe de grandes superficies. On serait en présence d'un bassin ayant une grande plaine côtière basse. Au cas où ces pentes seraient encore plus brusques, il pourrait s'agir d'une zone de marais, une région innondable jusqu'à l'embouchure de la rivière. Si au contraire la courbe variait en sens inverse cela voudrait dire qu'entre ces altitudes il existe très peu de terrains, que la partie basse du bassin aurait très peu de superficies avec des versants abrupts; ce qui est le cas d'une vallée très encaissée.

Dans le cas où entre deux altitudes très proches de la côte maximale il y aurait un grand pourcentage on serait en présence d'un haut plateau. Si la courbe se termine en pic dans les plus hautes altitudes, cela indiquerait qu'entre deux côtes qui différent relativement peu, il y a peu de surface avec des cimes bien dressées.

La représentation de la courbe donne une idée du relief du bassin. Evidemment, il s'agit d'une vision d'ensemble. On pourrait considérer la courbe comme un profil transversal du bassin. Pour tracer la courbe hypsométrique, il y a une méthode qui consiste à déterminer au moyen d'un planimètre les superficies entre les courbes de niveau. C'est un procédé très laborieux. Il existe une technique plus simple qui donne d'assez bons résultats. On utilise un papier quadrillé transparent qu'on place sur le plan. Il suffit de compter le nombre de carreaux entre toutes les deux courbes de niveau et d'admettre qu'il existe un rapport entre le nombre de carreaux et la surface comprise entre deux courbes.



Figure 14 - Schéma des relations surface - altitude d'un bassin versant

a) Large Vallée et Cime escarpé

b) Vallée encaissée et haut plateau

Rectangles équivalents

C'est un artifice qui consiste à admettre qu'un bassin hydrographique se comporte hydrologiquement d'une manière analogue à un rectangle qui aurait la même surface et le même périmètre, par conséquent, le même coefficient de Gravélius, la même distribution des altitudes, donc la même courbe hypsométrique et enfin la même distribution des sols par leur nature: roches, cultures etc...

Dans ce rectangle les courbes de niveau sont remplacées par des droites parallèles à la petite base et les pentes du bassin sont représentées par les pentes du rectangle équivalent; l'embouchure du bassin est remplacée par le petit côté. Pour calculer le rectangle équivalent nous avons le périmètre et la surface. Nous pouvons déduire les côtés du rectangle. Utilisant ces deux valeurs il s'agit de déterminer deux nombres dont la somme et le produit sont connus. D'où:

$$L = \frac{P}{4} \pm \sqrt{\left(\frac{P}{4}\right)^2 - A}$$

L = Longueur du rectangle

P = Périmètre du rectangle

A = Surface du rectangle

Connaissant le grand côté, l'on peut obtenir le petit par différence entre le demi périmètre et L.

On peut également l'obtenir en fonction du coefficient de Gravélius et sortir un abaque pour toutes les opérations. En mettant $\left(\frac{P}{4}\right)$ en facteur nous avons:

$$L = \frac{P}{4} (1 + \sqrt{(1 - \frac{4^2 \times A}{P^2})}$$

En divisant les 2 membres par $\sqrt{A}$, nous obtenons:

$$\frac{L}{\sqrt{A}} = \frac{P}{4\sqrt{A}} \left(1 + \sqrt{1 - \frac{4^2 A}{P^2}} \right)$$

Nous avons déjà établi le coefficeint $K_c = \frac{0.28\ P}{\sqrt{A}}$

Nous pouvons faire la substitution suivante:

$$L = \frac{K_c \sqrt{A}}{1.12} \left(1 + \sqrt{1 - \frac{1.12^2}{K_c^2}}\right)$$

Aveo $K_c \geq 1.12$ cette expression dépendant de K_c nous permettra de tracer une courbe qui, en fonction de ce coefficient, donne: $L/\sqrt{A}$. L étant déterminé, on obtiendra le petit côté en faisant la différence.

Les courbes de niveau dans le rectangle seront des droites parallèles au petit côté; la côte minimale coincidera avec le petit côté embouchure et la côte maximale, avec le côté opposé représentant la cime La courbe correspondant à une côte quelconque divisera le rectangle suivant le grand côté en deux parties proportionnelles à celles déterminées à partir de la courbe hypsométrique.

Le profil qui en sortira est précisément la courbe hypsométrique, laquelle peut être assimilée au profil longitudinal du terrain symbolisé par le rectangle équivalent.

Indice de pente

Le degré de pente joue un rôle important, vu qu'il influe indirectement, par la vitesse, sur le temps de concentration. Dans ce cas, au lieu de définir tout le relief par une courbe ou un rectangle, nous pouvons le faire par un indice bien déterminer qui synthétise les pentes du bassin. Nous désignerons par pente moyenne du bassin la moyenne pondérée de toutes les pentes correspondant à toutes les surfaces élémentaires dans lesquelles la pente maximale est constante. Supposons que la surface du terrain puisse être représentée par un polyhèdre, chaque face du polyèdre aura une certaine pente. Cette pente pondérée en fonction de la surface correspondante donne une valeur que nous appellerons indice de pente ou pente moyenne. Cet indice n'a pas une signification physique, vu qu'il est pondéré en fonction des aires à pente constante. Le rectangle équivalent présente l'avantage de permettre la simplification de concepts très complexes.

Pour déterminer l'indice de pente, l'on procédera de la manière suivante: considérons trois courbes de niveau consécutives de côtes i, i + 1 et i - 1; attribuons à chacune une bande du terrain. La surface de la bande est désignée par Ai et la longueur de la courbe de niveau Li. La surface du bassin sera $A = \sum Ai$; la longueur totale des courbes de niveau sera $L = \sum Li$; la largeur moyenne de la bande sera:

$$di = \frac{Ai}{Li}$$

Soit Δh l'équidistance entre les courbes de niveau. Nous obtiendrons la pente moyenne du bassin en calculant la pente moyenne de chaque bande et en les podérant toutes. Pour cette bande nous pouvons dessiner les côtes:

$$i + \frac{h}{2} \quad \text{et} \quad i - \frac{h}{2}$$

la pente moyenne est égale à la différence de niveau entre les extrémités divisée par la largeur moyenne di. Ainsi la pente moyenne serait

$$Si = \frac{\Delta h}{di}$$

Si nous multiplions les 2 membres de cette fraction par Li, di x Li étant la surface de la bande c'est à dire Ai, il restera

$$Si = \frac{Li\ \Delta h}{Ai}$$

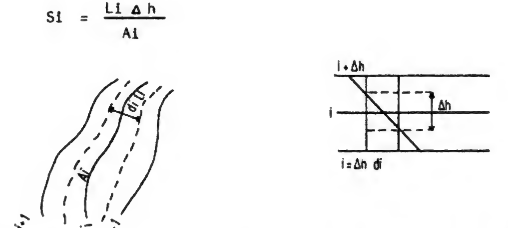


Figure 15 - Schémas pour le calcul de l'indice de pente

Déterminons la moyenne pondérée du bassin. Nous avons

$$S = \frac{1}{A}\ \Sigma SiAi = \frac{1}{A}\Sigma\frac{Li\ \Delta h\ Ai}{Ai} = \frac{\Delta h}{A}\Sigma Li = \frac{L\ \Delta h}{A}$$

Donc la pente moyenne du bassin peut être obtenue simplement en calculant la surface du bassin et en déterminant la longueur totale des courbes de niveau. Nous pouvons également déduire que, plus il y a de courbes de niveau dans une surface donnée, plus la pente est grande.

Cette formule n'est pas d'une application facile. En effet, si la détermination de Δh et de A ne présente pas de difficultés, il n'en est pas de même de L. Les courbes de niveau suivent parfois des contours très sinueux; en les simplifiant on altère totalement la valeur de L, donc de la pente d'ou la nécessité de bien les mesurer. Cependant une simplification est possible: la subtitution de la pente moyenne du bassin par celle du rectangle équivalent.

$$\text{Ainsi, } S = \frac{L\,\Delta h}{A} = \frac{n\ell \times \Delta h}{A} = \frac{\ell h}{A} = \frac{h}{L}$$

Cette expression n'est autre que le rapport de la différence de niveau entre le côté à côte la plus basse et le côté à côte la plus haute par la longueur L du grand côté.



Figure 16 - Schéma d'un bassin hydrographique pour le calcul de la pente moyenne

Comme notre objectif est de faire la comparaison entre bassins hydrographiques par le biais d'une seule pente qui se substitue à une infinité de pentes situées à l'intérieur du bassin. Cependant l'indice ainsi déterminé est peu significatif.

En effet, si les profils hypsométriques sont totalement différents, avec la même pente moyenne l'indice est pourtant le même. Pour cette raison, quelques auteurs proposent d'autres indices de pente en vue de synthétiser les différentes tendances du bassin en une valeur unique. Une façon d'y arriver est de prendre une série de points dans le bassin: puis, au moyen d'un papier quadrillé transparent, déterminer la pente réelle à partir des courbes de niveau et d'établir la distribution de fréquences des pentes. Ainsi, le bassin sera représenté par une courbe de distribution de fréquences de pentes. Sur un axe l'on portera les pentes et sur l'autre, les fréquences cumulées. Sur cette courbe l'on

peut apprécier les classes de pentes (forte, suaves etc...). On pourra aussi parler de valeurs moyennes et de médianes. Dans certains cas, on peut établir une courbe par intervalles de fréquences, parler de valeur la plus probable et de mode: la pente la plus fréquente etc...

Réseau hydrographique

Dans l'étude des caractéristiques physiques du bassin hýdrographique, il faut mentionner le réseau hydrographique.

En étudiant les cours d'eau, deux aspects topographiques sont à retenir pour les rivières principales et les affluents: le plan et le profil.

Le premier point à aborder est comment distinguer la rivière principale de ses affluents; bien que, du point de vue hydrologique cette différence ne nous intéresse pas beaucoup. Sur le parcours inférieur d'une rivière la différence apparaît clairement dans les dimensions: la rivière principale est plus large et présente un plus grand débit. Mais, dans les parties moyennes et hautes il devient difficile d'établir cette distinction.

Nous allons nous limiter aux critères de toponimie. Si traditionnellement l'une des rivières de la partie haute du bassin prend le nom de la rivière principale ou est considérée comme telle, il arrive parfois également qu'aucune des branches amont ne porte le nom de la principale. Cependant, nous savons que l'une d'entre elles prolonge la principale jusqu'à l'origine en amont.

Parmi les divers critères on considère comme principale la branche qui a le plus fort débit. si cette distinction est logique, elle n'est pas trop pratique, surtout quand il s'agit de présenter les profils longitudinaux. Donc, il est recommendé de ne retenir que la plus longue en amont

ce qui facilitera le tracé des profils, vu qu'il est normal de mettre sur le même profil, rivière principale et affluents. Dans la représentation graphique les côtes des différents points sont inscrites; il en est de même des accidents de terrain, des accidents artificiels comme les ponts, les zones d'étranglement etc... Au fur et à mesure que les affluents apparaissent, ils sont inscrits sur le même graphique quand les pentes le permettent. Quand les pentes sont semblables, les deux profils peuvent se superposer et créer la confusion.

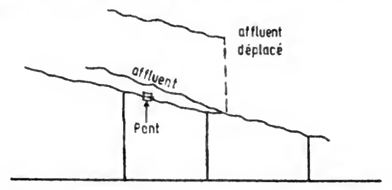


Figure 17 - Profil d'un réseau hydrographique. Le cours principal et son affluent ont de pentes semblables. Le profil de l'affluent a été déplacé.

Alors, le profil de l'affluent est déplacé. La raison de choisir la plus longue comme rivière principale la fait placer à gauche et la première, sur le graphique. Dans l'inventaire des affluents d'une rivière il est recommandé de les numéroter afin d'arriver à une clef qui permet de les identifier facilement.

Il existe deux critères fondamentaux: le système allemand donne le numéro I à la rivière principale, le II à tous les affluents directs et le III aux affluents des affluents. Cette figuration présente divers inconvénients. D'abord, à partir du III, on ne distingue plus l'ordre des affluents successifs. Ensuite, une rivière de peu d'importance peut apparaître avec le II parce qu'elle est un affluent direct de la rivière principale. Un torrent au régime non permanent qui va directement à la rivière principale est identifié avec le II comme n'importe quel affluent principal.

Voulant contourner ces inconvénients, on adopte le critère inverse; c'est à dire qu'on a commencé par attribuer le #I aux affluents sans affluent; le II, aux affluents qui reçoivent les I et ainsi de suite jusqu'à la rivière principale qui peut décrocher à son tour n'importe quel numéro. Le fait par la rivière principale de n'avoir jamais le même numéro constitue un inconvénient.

La troisième solution est à peu près la même que la précédente; la différence réside dans le changement des numéros d'ordre: le numéro d'ordre I est donné aux rivières principales; le II aux premiers affluents etc...

Il n'existe pas de méthodes supérieures à d'autres; il s'agit d'utiliser toujours la même qu'on a déjà choisie.

S'agissant de réseau hydrographique, il existe un concept intéressant dénommé densité de drainage.

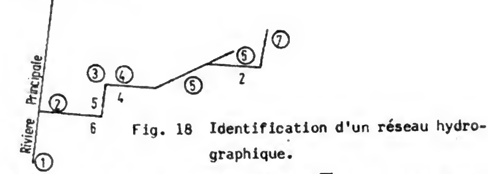


Fig. 18 Identification d'un réseau hydrographique.

La densité de drainage est la longueur totale $\sum L$ des cours d'eau desservant le bassin divisée par sa superficie A.

Soit $\frac{\sum L}{A}$. On dira par exemple qu'il y a x Km par Km^2.

Un phénomène intéressant à souligner est ce qu'il convient d'appeler "endorreisme", qui se manifeste quand le bassin est fermé, c'est à dire, n'a pas d'exutoire. Deux cas sont à mentionner: celui de l'écoulement "endorreique" où la rivière, en suivant son parcours, disparaît à un mo-

ment en s'infiltrant dans le sol, soit parce qu'elle a rencontré une zone Karstique, se convertissant en cours d'eau souterrain, soit se perd dans un sol perméable en grand.

Se référant au point de disparition de la rivière, on peut dire que le bassin est parfaitement défini. Ce point est l'embouchure du bassin En réalité, dans une étude complète, ce bassin devrait être relié à un autre: c'est à dire, on devrait investiguer pour savoir ce qui est arrivé à l'eau du bassin. Au cas où elle réapparaitrait dans un autre bassin, les deux devraient être réunis pour une étude conjointe.

L'autre cas est celui dénommé endorréisme direct dans lequel l'eau se déverse dans un lac imperméable d'où elle s'évapore. Dans ce cas, l'équation simplifiée du bilan hydrique serait $P = E$; en considérant l'ensemble. Dans le cas contraire, elle conserverait sa forme habituelle $P = Q + E$; elle est alors considérée comme une rivière qui se jette dans un lac.

Le sol

Le sol du bassin a une importance fondamentale dans tout le processus hydrologique tant par sa nature; argile, sable, etc... que, d'une manière indirecte, par d'autres caractéristiques telles que: la couleur du terrain, la présence ou l'absence d'une couverture végétale. La couleur influe sur l'absorption de chaleur: et, les terrains absorbant plus de chaleur produisent une plus grande évaporation.

Les caractéristiques du terrain jouent dans l'existence ou l'absence de végétation, donc sur l'évaporation que cette végétation engendre au cours de son cycle biologique.

Fondamentalement l'influence du sol est encore plus directe dans les aspects: ruissellement et infiltration. De la nature du sol dépend le ruissellement et surtout l'infiltration qui peut être plus ou moins grande. En terrain très perméable l'infiltration à une grande importance,

on peut même trouver des cas où toute l'eau du bassin disparaît par infiltration pour émerger dans un autre bassin en fonction même des caractéristiques physiques du sol. Sous cet aspect, on pourrait tout simplement classer les sols en sols poreux et en sols compacts. Les premiers sont normalement formés par des dépots de matériaux alluvionnaires et les seconds, des terrains compacts, imperméables formés de roches. Ce schéma est si simplifié qu'il n'existe pas dans la nature. En réalité, ce qui existe est une gamme continue allant de la roche imperméable au sol totalement perméable. En général, il n'existe pas d'imperméabilité complète, même quand un sol ne permet pas une absorption à travers toute sa masse.

Par contre, l'eau peut passer par les cavités,les fissures et les diaclases. Ceci peut avoir beaucoup d'importance dans les roches partiellement solubles; parce que l'eau en s'y infiltrant, peut provoquer la dissolution des roches et permettre le passage d'une quantité plus considérable encore à travers les cavités: c'est le cas des phénomènes Karstiques.

Nous allons étudier maintenant les relations entre l'eau qui ruisselle à la surface et celle qui pénètre dans le sol, c'est à dire l'infiltration peu profonde.

On désignera par le terme filtration le mouvement de l'eau dans le sol. Les phénomènes de filtration sont régis par la loi de Darcy et les problèmes concernant l'eau en profondeur ne relèvent pas de l'hydrologie, mais de l'hydrogéologie. Aussi, allons -nous uniquement considérer l'infiltration comme étant le passage de l'eau de la surface du sol vers l'intérieur et vice versa:

1o) la pénétration de la pluie vers la réserve superficielle (nappe phréatique),

2o) le mouvement de la réserve superficielle vers la surface du

sol pour se perdre finalement par évaporation ou bien émerger sous forme de source.

Classification des sols

Pour étudier le perméabilité des sols, on les classe en fonction des diamètres de leurs particules: la fameuse Echelle des Deux. Quand les diamètres des particules dépassent 2 millimètres, on a du gravier; entre 2mm et .2mm, on a du sable grossier, entre .2mm et .02mm , on a du sable fin, entre .02 et .002mmm, on a du limon; pour moins .002mm, on a de l'argile. En réalité, ce qu'il faut étudier dans ce cas, est la courbe granulomètrique.

Etant donné un sol, on fera une séparation des particules en différentes dimensions afin de tracer sa courbe granulométrique.

Cette courbe est dessinée sur du papier semi logarithmique. Sur les axes logarithmiques on portera les diamètres et sur l'autre, le pourcentage du sol qui corespond à chaque dimension. Ces courbes varient en fonction des différentes distributions.

Infiltration

Dans certains bassins hydrographiques, il n'y a pas de correspondance entre les grandes précipitations et les débits importants. Il peut arriver que de grandes averses produisent très peu de ruissellement et vice versa. Cette réaction plus ou moins rapide est conditionnée en grande partie par la perméabilité du terrain. De ce fait, on peut dire que la connaissance de la précipitation n'est pas suffisante pour déterminer ou prévoir le ruissellement. D'où la nécessité de déterminer les pertes d'eau par d'autres voies.

Nous allons établir une nouvelle équation du bilan hydrique se

référant à une courte période: le terme précipitation totale P sera décomposé en une série de termes élémentaires, fonction du cycle qu'on suit:

$$P = I + E_1 + F + S + P_n.$$

Où:

P = Précipitation

I = Interception

E = Evaporation à partir du sol pendant la précipitation

Au terme I nous donnerons la dénomination d'interception qui represente cette partie de la pluie n'arrivant pas jusqu'au sol et qui reste sur les arbres pour former une partie d'évaporation;

E, représente l'évaporation à partir du sol pendant la précipitation. Elle est très faible, vu que les conditions de l'atmosphère pendant les pluie ne sont pas optimales pour l'évaporation.

F est l'infiltration, c'est à dire toute l'eau qui pénètre dans le sol, indépendamment de sa destination (nappes superficielles, nappe profonde).

S représente la partie qui sera retenue au sol dans les cavités du terrain, les roches imperméables, etc... et qui s'évapore également. Si le terrain est partiellement perméable, une partie s'infiltre au bout d'un certain temps et le reste s'évapore.

P_n est ce que nous appellerons pluie nette, pluie excédentaire. C'est cette partie du total qui va alimenter les cours d'eau par ruissellement superficiel.

La différence P - I est la pluie qui arrive effectivement au sol c'est la pluie effective. La somme F + S représente les pertes de préci-

pitation. Il en est de même de E et de E_1. Cependant, toutes les fois qu'on parlera de perte de précipitation, il s'agira toujours des deux premiers termes. Nous allons voir quelle partie de la pluie P arrive aux cours d'eau, c'est à dire, qui constitue la pluie excédentaire P_n.

F est un terme important qui représente, en ordre de grandeurs 30 à 40 mm par heure; elle ira en diminuant au cours de la précipitation p pour finalement se stabiliser.

La détermination de S est un problème de cubage des dépressions du bassin qui reçoivent l'eau destinée à l'évaporation. En général, on l'estime en pourcentage du bassin en fonction de la nature du terrain. Si le terrain est imperméable par endroits, il faut penser à l'existence de nombreuses cavités qui emmagasinent et évaporent l'eau: on fait une estimation par échantillonnage direct dans la zone.

En général, on peut négliger lévaporation à partir du sol, E_1 et l'interception par les plantes I. Divers termes de cette équation correspondent aux mêmes termes du bilan hydrique. Le terme d'évaporation embrasse l'évaporation de l'eau des cavités superficielles, celle des interceptions et de l'infiltration également. Ainsi, cette équation est complètement distincte de l'autre qui se réfère d'ailleurs à une période plus longue, alors que la nouvelle embrasse la période d'une pluie ou d'une averse.

La manière très simple d'estimer P_n directement en fonction de P par l'application d'un coefficient de ruissellement est valable pour les bassins très petit assez imperméables. Par exemple, pour les bassins totalement imperméables ou presque, une terrasse d'édifice, on peut estimer à 0.9P. La différence de 10% représente la perte par évaporation au cours de la pluie ou par les cavités imperméables. Cette valeur peut également être étendue aux terrains imperméables comme les pistes des aéroports. Pour les surfaces pavées de pierres et d'argiles compacts, le coefficient

serait de 0.35. Pour les allées de promenade, sols non compactés, il est de l'ordre de 0.20, bien que ce coefficient varie beaucoup avec la nature du sol. Dans les zones plantées d'arbres, il peut descendre à 0.05, parce que la pluie est retenue pratiquement par les plantes et s'évapore directement.

Ces valeurs sont utilisées seulement pour des calculs très simples, en pratique, pour le calcul des égoûts des zones urbaines. Dans ce cas, on peut utiliser des coefficients allant jusqu'à 0.9.

Imaginons un hyétogramme sur lequel est porté l'intensité de la précipitation en mm par heure, à partir de l'instant t où la pluie commence; durant les dix premières minutes, les intensités ont une valeur constante.

Au cours des dix prochaines, elles prennent d'autres valeurs etc... Pendant un certain temps, il n'y a pas de ruissellement; parce que toute la pluie disponible après interception et évaporation est absorbée par le sol. Si nous supposons que le sol ait une capacité d'infiltration déterminée, elle peut être mesurée en mm par heure et nous dirons que la capacité d'infiltration Fmm par heure serait la hauteur d'eau uniformément répartie sur la surface du bassin que le sol peut absorber en une heure. Tant que la précipitation n'atteigne pas cette valeur toute l'eau tombée s'infiltrera; ce qui veut dire: tant que l'intensité de la pluie ne dépasse pas la capacité d'infiltration du sol, il n'y aura pas de ruissellement.

Du moment que cette valeur est atteinte, l'excédent de pluie sur l'infiltration ruissellera en surface. Ces valeurs des intensités de la pluie supérieures à la valeur de F est ce que nous appellerons pluie nette, pluie excédentaire, P_n

Au cours de la précipitation il y a des instants où la pluie P

est supérieure à la capacité d'infiltration du sol F, ce sont les moments de pluie efficace; et toute la pluie qui tombe en ce moment est appelée pluie efficace. La hauteur totale de pluie serait égale à la somme des rectangles du hyétogramme. La partie située au-dessus de la ligne de capacité d'infiltration sera la pluie nette ou pluie excédentaire P_n.

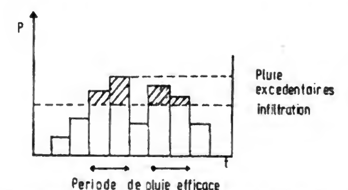


Figure 19 - Schéma de comportement de la précipitation vis à vis de l'infiltration. La pluie excédentaire.

Le mécanisme de l'infiltration affecte les canaux capillaires du sol ou zones d'aération. Cette zone qui est remplie d'air quand le sol se dessèche est celle qui absorbe l'eau de pluie. Quand elle est remplie d'eau, le sol est saturé. A partir de ce moment, n'ayant plus de place pour en contenir davantage, l'excédent ruisselle et, par phénomène de capillarité, l'eau perchée dans la couche superficielle, sort également jusqu'à reconstituer une certaine surface d'aération, en vue d'un meilleur équilibre du système.

Capacité d'infiltration

Poursuivant l'étude de l'infiltration, nous allons aborder le problème d'une manière plus concrète, On a défini la capacité d'infiltration comme étant la hauteur d'une lame d'eau uniformément répartie sur le sol que celui-ci serait capable d'absorber en une heure. On dira que la capacitéd'infiltration est de x mm par heure. Nous énonçons ce principe comme si la capacité d'infiltration était constante; en réalité elle ne l'est jamais.

Dans le hyétogramme que nous avons tracé pour illustrer la pluie excédentaire et la pluie efficace, nous avons tracé une ligne horizontale. Et tout ce qui était au-dessus d'elle représenterait la pluie nette. Dans la réalité cette ligne devrait être une courbe décroissante de telle manière que, si nous considérons la valeur initiale correspondant à un sol complètement sec f_o, elle doive diminuer pour tendre vers une valeur asymptotique qu'on désignera par f_c. Ces valeurs peuvent être facilement déterminées, tenant compte d'un sol sec f_o et d'un autré saturé f_c. L'évolution d'une condition vers l'autre au cours de la période est très difficile à déterminer. La carence de données précises nous amène à considérer cette courbe comme logarithmique. Ce qui concorde très bien avec le peu de mesures systématiques qu'on a pu effectuer jusqu'à présent au cours d'une période de précipitation. Ainsi, on établit que f est une fonction du temps de la forme :

$$f = f_c + (f_o - f_c)e^{-kt}$$

où:

f : Capacité d'infiltration

f_c : Capacité d'infiltration d'un sol saturé

f_o : Capacité d'infiltration d'un sol sec

e : Base des logarithmes naturels

k : Constante du sol

t : Temps

On aura qu'à interpôler une fonction exponentielle entre f_o et f_c comme asymptote.

Divers auteurs pensent que cette courbe n'est pas correcte parce-que n'ayant pas de fondement scientifique, qu'elle est uniquement une interpôlation. L'exposant k serait une constante caractéristique de

l'infiltration qui sera déterminée une fois que f_o et f_c sont connues. Les valeurs de f_o et de f_c doivent être déterminées, respectivement, en sol sec et en sol totalement saturé. On pourra déterminer la valeur du paramètre K si l'on connait un autre point f au bout d'un certain temps t Ainsi, la capacité d'infiltration d'un sol décroîtra d'une manière similaire à cette courbe tant que la pluie sera supérieure à la valeur de f à chaque instant, de manière qu'au début la pluie soit au moins égale à f_o à l'instant t, pour le moins. Si à un moment donné de cette période la pluie est inférieure à la capacité d'infiltration, elle diminuera moins La capacité d'infiltration s'estompe à mesure que le sol se sature. Si durant une partie du temps la pluie est inférieure à f_o et n'atteint pas la capacité d'infiltration, alors la décroissance est plus lente.

Si à un moment donné la pluie cesse, la capacité d'infiltration du sol en ce moment sera celle qui correspond à la courbe.

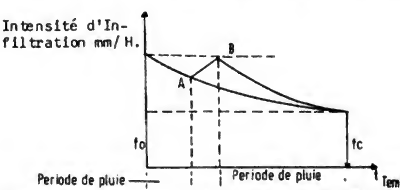


Figure 20 - Evolution de l'Intensité d'infiltration en fonction de la présence de la pluie.

Quand la pluie cesse, il se produit une récupération de la capacité d'absoption; parce qu'une partie de cette eau reviendra à la surface et s'évapore; ce qui n'arrive jamais, est qu'elle ne dépassera pas la valeur correspondant à un sol sec et qu'on pourrait assimiler à une récupération totale. Cette situation réclamera un temps relativement long pour que le mécanisme de l'évaporation élimine toute l'eau, laissant le sol à sec.

Ainsi, pour une courte période, la récupération serait partielle. Si, à ce moment la pluie recommence, tout n'a pas été récupéré et que la pluie est forte, dépassant la capacité d'infiltration, celle-ci recommencera à décroître conformément à la courbe avec un déplacement, c'est à dire, elle ne repartira plus de f_o, mais d'une autre valeur. On aurait ainsi une courbe exponentielle déplacée parallèlement. De cette façon se présente le mécanisme de l'évolution de la capacité d'infiltration.

La détermination de f peut se faire au laboratoire, en employant des lysimètres ou des parcelles d'essai de manière analogue à l'évaporation et à l'évapotranspiration. On fournit de l'eau au sol à la manière de pluie naturelle ou artificielle et l'on observe l'absorption. Cependant, les raisons précédemment exposées concernant le sol du lysimètre et des parcelles d'essai et de leurs inconvénients laissent penser qu'il serait plus normal de faire les déterminations "in situ"

L'appareil utilisé est très simple: l'infiltromètre. C'est un cylindre métallique de diamètre x; la dimension varie en fonction de la méthode employée (0.15m ou 0.20m). Le cylindre est enfoncé dans le sol à une profondeur de 0.2m à 0.25m. On y met une quantité bien déterminée d'eau et l'on observe le temps d'infiltration. Pour ce faire, on enfonce dans le sol une tige jusqu'à un repère déterminé. Puis, on y met de l'eau jusqu'à une hauteur connue au-dessus de la tige et l'on mesure le temps de rabattement de l'eau. Cet appareil présente quelques inconvénients. L'eau s'infiltrant par le fond. Et, comme à l'extérieur du cyclindre il n'y a pas d'eau, cette zone participe également au phénomène; ce qui a pour effet de fausser les mesures qui, de ce fait, sont supérieures à la réalité. Pour y rémédier, un cylindre de diamètre supérieur est placé autour du cylindre central et dans ce tube on met de l'eau approximativement à la même hauteur. Ainsi, l'on évite la dispersion de l'eau par la constitution d'une couronne portectrice. La mesure est inférieure à celle déjà obtenue par la première méthode et concorde mieux avec la capacité réelle du sol.

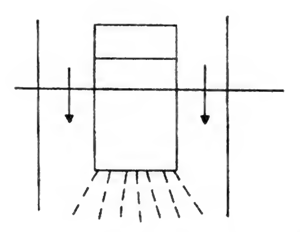


Figure 21 - Schéma de la mesure de l'infiltration par la méthode des deux cylindres

Il existe une autre méthode qui n'utilise aucun appareil. Elle consiste simplement à pratiquer un trou de dimension connue dans le sol, à le remplir d'eau jusqu'à une certaine hauteur, puis à mesurer les variations de cette hauteur. Le procédé de calcul est lent et plus compliqué vu que l'infiltration ne se fait pas seulement par le fond, mais également par les parois. La surface de filtration serait constituée par la surface du fond et par celle de la paroi latérale. Le débit d'infiltration serait égale à la surface multipliée par le coefficient de capacité d'infiltration, c'est à dire: $Q = KS$

d'où: $$Q = 2K\pi R \left(x + \frac{R}{2}\right)$$

Si nous prenons un temps dt et un rabattement dx de la surfa-

ce, nous aurons: $Qdt = Sdx$; remplaçant Q par sa valeur et intégrant l'on obtient une fonction de type logarithmique:

$$f(x) = \frac{R}{2} L \left(x + \frac{R}{2}\right) \qquad \text{avec} \quad K = \frac{f(x_1) - f(x_2)}{t}$$

x_1 et x_2 représentent les hauteurs initiales et finales et

t le temps.

Ce procédé est moins précis que le précédent, mais simple et peut être improvisé partout.

Enfin, on peut également calculer la capacité d'infiltration directement.

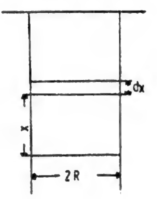


Figure 22 - Mesure de l'Infiltration au moyen d'une perforation dans le sol.

Considérons un bassin contrôlé parfaitement pour lequel on dispose de données très précises de précipitation, d'évaporation et de ruissellement. Dans ce cas, connaissant les autres termes on peut déterminer l'infiltration. C'est la méthode idéale malgré les difficultés de son emploi. Par contre, on peut l'appliquer dans le cas de bassin expérimental sur le plan des investigations en vue d'un confrontation avec les données obtenues par d'autres procédés.

Indice de Saturation

A des fins de comparaison il est très intéressant d'utiliser d'autres indices, notamment les indices de Saturation. Il y a autant d'indices de saturation que d'auteurs et aucun d'eux n'est accepté universellement. Nous avons vu que la capacité d'infiltration varie avec le temps et plus particulièrement en fonction de la précipitation et de l'évaporation. Les deux influent en sens contraire sur la saturation. Avec la précipitation, la capacité d'infiltration diminue pour récupérer avec l'évaporation. Ainsi, il est évident qu'on peut établir un indice de saturation mettant en relation les précipitations successives tombées sur le bassin au cours d'une certaine période. Cet indice serait de la forme: $\alpha_1 P_1 + \alpha_2 P_2 .... + \alpha_n P_n$; P_1, P_2, P_n sont les pluies en mm recueillies successivement par le bassin au cours de périodes de temps distinctes: α α α représentent des coefficients variables pour chaque bassin. Ils prennent des valeurs décroissantes avec l'ancienneté de la précipitation. La précipitation qui influe le plus sur la saturation est la plus récente. Pour faire la comparaison on doit fixer d'avance les coefficients et le nombre de périodes de précipitation à considérer, c'est à dire la valeur de n.

Un autre indice se présente sous la forme de: $I = P_i (K - t_a)$

t_a est le temps écoulé en jours entre la dernière précipitation et la présente précipitation.

Si beaucoup de temps s'est écoulé sans précipitation, le sol sera très proche de f_o (capacité d'infiltration). La saturation, évidemment, sera aussi grande que la dernière pluie a été considérable.

Un autre indice qui tente de tirer parti des précédentes est le suivant:

$$I = \Sigma P_i \frac{K - t_i}{100}$$

Cette formule ne fait pas référence à une seule précipitation, mais à une série d'autres antérieures; t_i est le temps en heure entre la pluie i et la précédente.

On doit tenir compte du nombre de pluies à considérer. Certains auteurs fixent leur nombre, d'autres pensent qu'on ne doit pas procéder de cette manière, mais de considérer toutes les précipitations antérieures jusqu'à ce que, en y ajoutant une autre, la variation de l'indice devienne inférieure à un pourcentage déterminé.

L'indice que nous utiliseront est la capacité d'absorption moyenne. Quoique moins représentatif, il permet les comparaisons et est plus facile à déterminer. Pour déterminer la capacité d'absoption moyenne d'un bassin, nous devons admettre :

1o) qu'elle est uniformément répartie sur le bassin, ce qui n'est pas sûr

2o) que le ruissellement est aussi réparti uniformément sur le bassin

3o) que la pluie a une distribution spatiale uniforme, c'est à dire qu'elle est la même pour tout le bassin, même si elle varie dans le temps.

Par la connaissance du débit du bassin, nous calculerons le ruissellement total et, en tâtonnant, nous pouvons tracer sur le hyétogramme une ligne parallèle à l'axe du temps qui laisse au-dessus un volume égale au ruissellement total, obtenant ainsi la hauteur de pluie nette ou exécdentaire. Sur le hyétogramme on définit à partir du sommet, la hauteur H_n de la pluie excédentaire.

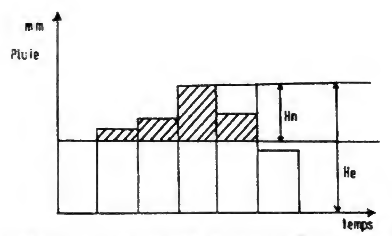


Figure 23 - Hyetogramme montrant la division de la pluie excédentaire et de la pluie qui satisfait l'infiltration.

A cette hauteur correspond une période de pluie efficace.

Disposant de la pluie efficace et de la pluie excédentaire on peut écrire: $\frac{\text{Pluie efficace - Pluie excédentaire}}{\text{Temps de pluie efficace}}$; la valeur ainsi déterminée représente la capacité d'absorption moyenne de formule

$$C = \frac{He - Hn}{T}$$

Ruissellement

Nous allons considérer maintenant le ruissellement d'un point de vue hydraulique en supposant un sol stable non sujet à l'érosion hydrique.

Soit un plan représenté par sa section avec une pente uniforme. Considérons qu'il pleut à partir d'un certain point vers la droite, alors qu'il ne pleut pas à gauche ou qu'il pleut faiblement sans ruissellement, vu que toute l'eau s'infiltre. A droite, il y a ruissellement.

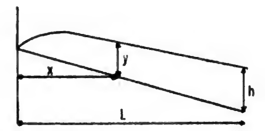


Figure 24 - Schéma du ruissellement superificiel.

La longueur de la bande considérée est L; h est la hauteur finale de la lame d'eau qui court au-dessus. Soient x et y les valeurs d'un point quelconque de la lame d'eau sur le plan. Supposons que la pluie soit de α m^3/m^2 par heure; c'est à dire que la pluie excédentaire: α m/h; dans chaque section x passera un débit YV par mètre de largeur; V étant la vitesses de l'eau. Pour sa détermination, on peut utiliser une formule de perte de charge, par exemple celle de Manning:

$$V = \frac{1}{n} I^{0.5} R^{0.667}$$

Si R = y

$$V = \frac{1}{n} I^{0.5} Y^{0.667}$$

$$Q = VY$$

$$= \frac{1}{n} I^{0.5} Y^{5/3}$$

Maintenant, supposons la pente constante ainsi que la rugosité. Nous pouvons écrire:

$$Q = AY^{5/3}$$

Pour simplifier, portons l'exposant de Y à 6/3 ou 2 ce qui nous permet de remplacer par une parabole du second degré, $Q = AY^2$, la différence entre les 2 paraboles étant très petite.

En appliquant le théorème de continuité, la pluie excédentaire qui tombe sur la longueur x serait αx qui représente ce qui sort au point de hauteur y ; d'où $\alpha x = Ay^2$, c'est à dire que le profil d'équilibre d'une surface libre est un parabole du second degré. Sur une distance de parcours L du ruissellement, la lame d'eau a une épaisseur h donnée par l'expression: $\alpha L = Ah^2$ dans laquelle α serait la pluie excédentaire et non la pluie totale.

En supposant une situation permanente, la différence entre la précipitation et l'infiltration coule au bout de la bande sous forme de ruissellement; ce qui correspond à un état d'équilibre qui s'installe après une certaine période de précipitation. Au début, il existe une mince lame d'eau. Cependant, au fil du temps, la parabole s'enfle avec la pluie qui tombe et,

au bout d'un certain temps, un équilibre s'établit entre ce qui entre et ce qui en sort.

La hauteur moyenne hm sur toute la surface s'obtient par la formule donnant l'aire de la parabole et serait:

$$hm = \frac{2/3\ Lh}{L} = 2/3\ h$$

$$hm = 2/3\ h$$

$$h = 1.5\ hm$$

hm variera dans le temps de la manière suivante:

$$(\alpha L - Ah^2)\ dt = d\ hm \times L$$

En substituant nous aurons:

$$dt = \frac{L\ d(hm)}{\alpha L - 2.25\ Ahm^2} = \frac{\frac{\alpha L}{2.25A} . d\ hm/\alpha}{\frac{\alpha L}{2.25A} - hm^2}$$

Posons: $B^2 = \frac{\alpha L}{2.25A}$

$$dt = \frac{\frac{B^2}{\alpha} . d\ hm}{B^2 - hm^2}$$

L'intégrale nous donne:

$$hm = \frac{\alpha L}{2.25A} \cdot \frac{1 - e^{\alpha t/B}}{1 + e^{\alpha t/B}}$$

Cette équation n'a pas une grande rigueur. Cependant elle donné une valeur assez significative de la forme d'évolution de la lame d'eau dans le temps. Elle n'est pas utilisée dans les calculs exacts et directs mais pour apprécier l'évolution dans le temps. La fonction ainsi obtenue est représentée sur la figure No.

Ceci veut dire que, au cours d'une période de précipitation uniforme l'épaisseur de la nappe d'eau augmente à la manière de la courbe, sur la figure. Si l'on établit le même calcul pour une période après la pluie en suivant une méthode analogue, l'on arriverait à une autre équation qui serait précisement la symétrique de la précédente, étant donné qu'il n'y aurait pas de débit.

La courbe OBC est celle de la variation de la lame d'eau durant la période de précipitation et la courbe AF, celle de la décrue quand la pluie a cessé; donc quand la pluie cesse on a une courbe symétrique mais déplacée. Disons que la courbe de variations de la hauteur de l'eau de pluie sur un plan avant et après une précipitation a une forme composée réunissant la première et la deuxième déplacée . Ainsi, nous obtenons une première indication de la courbe de variations de la hauteur de pluie sur un plan. Cette courbe est appelée hydrogramme ou courbe des débits ou des hauteurs d'eau au cours de la période correspondant à la précipitation et à celle qui la suit. En général, la branche ascendante de l'hydrogramme est assez brusque et la descendante, plus suave. Cette branche peut se stabiliser à une hauteur supérieure ou égale à celle de la période précédant le phénomène.

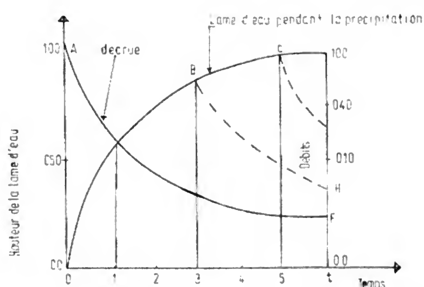


Figure 25 - Hydrogramme et représentation du comportement de la lame de l'eau.

Classification des régimes des rivières

Supposons qu'un hydrogramme retrace les différentes hauteurs d'eau de la rivière tout au long de l'année, la forme de cette courbe permettra de distinguer l'origine des différents apports des rivières.

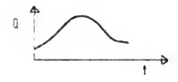


Figure 26 - Hydrogramme Relation débit (Q) et temps (t)

Le régime d'une rivière peut être simple, mixte ou complexe. Le régime simple correspond à une rivière dont la courbe des débits n'a qu'un maximum et un minimum dans l'année, c'est à dire une période d'abondance des eaux et une période de basses eaux ou étiage annuel.



Figure 27 - Hydrogramme Simple

Le régime mixte comprendrait 2 maxima et 2 minima par an; un maximum en hiver et un autre en été, un minimum au printemps et l'autre en automne. Comme la forme de la courbe est liée à l'origine de l'alimentation de cette rivière, il y a divers cas simples dont le maximum correspond à des époques bien distinctes.



Figure 28 - Hydrogramme Complexe

Si une rivière principale dispose de 2 affluents ou plus avec des caractéristiques différentes, les affluents de la rive droite peuvent avoir leur maximum en hiver, tandis que ceux de la rive gauche, pour une raison quelconque, peuvent l'avoir en été. Parfois, on peut même observer l'influence des affluents d'une rive ou de l'autre sur les hautes eaux.

Le régime est dit complexe lorsque, dans le cas de grands bassins

disposant d'un grand nombre d'affluents de conditions diverses, il arrive d'enregistrer une série de maxima et de minima. Les maxima s'échelonnant sur différentes périodes donneront pratiquement un régime plus uniforme, un hydrogramme moins tourmenté.

Dans les cas simples on peut ranger le régime glacier qui correspond à une alimentation de hautes montagnes ou un bassin glacier; alors les débits sont pratiquement nuls ou très faibles en hiver, maximum en été, plus précisement entre le début et la mi été, assoiciés à une grande variation journalière. Du jour à la nuit la fusion des glaces varie beaucoup. Il en est de même du débit, par contre, d'une année à l'autre, le régime de ces rivières est très constant présentant une grande uniformité interannuelle. L'irrégularité journalière est telle que le débit de jour peut être de l'ordre de 1 à 3, c'est àdire, 3 fois ceux de la nuit. Par contre, la variation interannuelle entre les débits moyens maxima et minima oscille entre 1.6 et 1.5.

Les rivières alimentées par les fontes de neige ont un régime pareil, bien qu'atténué. Cependant, on doit distinguer 2 types: les rivières alimentées par la fonte de neige de montagnes ressemblant davantage au régime des glaciers et celles alimentées par les neiges de plaine. Ces dernières ont leurs caractéristiques propres. Elles provoquent de grandes inondations parce que les dégels sont brusques en plaine et les crues sont très abondantes au printemps, exemple: les rivières des steppes russes et de quelques affluents du Danube. Ce dernier, pour avoir un bassin très grand et des affluents aux caractéristiques diverses, n'accuse pas pour autant l'influence nivale malgré les catastrophes enregistrées de temps à autre. L'irrégularité interannuelle est de 2.5 à 3.

A l'intérieur du régime simple, il y a le groupe à régime pluvial Les rivières de ce groupe sont alimentées exclusivement de pluies. Elles comprennent les Océaniques et les tropicales.

L'océanique est caractérisée par les hautes eaux en hiver et les basses en été, avec de grandes pluies et une évaporation très importante, d'autant plus importante que l'étiage a lieu en été. Le débit maximum de ce régime coincide toujours avec les pluies d'hivers qui, dans bien des cas, peuvent être inférieures aux précipitations d'été.

Ce régime est également caractérisé par une grande irrégularité interannuelle qui arrive à des valeurs de 3 à 4 de l'année humide à l'année sèche.

A l'intérieur du pluvial le sous type tropical est caractérisé par le régime inverse: sec en hiver et pluvieux en été. Par conséquent, dans l'hemisphère nord l'étiage est en mars ou avril et les crues en août, septembre. Dans l'hémisphère sud, c'est l'inverse qui se produit. A l'intérieur des sous types, les conditions peuvent varier de normales à extrêmes.

CHAPITRE VII

ÉTUDE DES DEBITS (ruissellement)

Pratiques des mesures

Le débit d'une rivière varie continuellement et l'étude des régimes exige de connaître ce débit à chaque instant. Comme il serait couteux de faire à chaque observation une mesure de débit par exploration du champs des vitesses, on établit expérimentalement la loi liant la côte profondeur (d) de l'eau dans la rivière au débit. Cette loi peut être univoque ou non, constante ou variable dans le temps. Nous admettons provisoirement qu'une telle loi existe et que les problèmes de la connaissance des débits se ramène à des mesures de débits et à des observations des profondeurs correspondantes.

Mesure des profondeurs

Les profondeurs d'eau sont mesurées au moyen d'une échelle limnimétrique qui est une plaque graduée en métal émaillé ou non, en bois, etc..., installée de telle façon que dans la mesure du possible son extrémité inférieure trempe toujours dans l'eau lors des étiages les plus sévères.

Choix d'une station limnimétrique

Il n'y a pas, à vrai dire de règle générale pour choisir une station limnimétrique: les facteurs intervenant sont trop nombreux pour être efficacement catalogés dans une simple nomenclature. En principe, il faut installer l'échelle dans une section sensiblement rectiligne dans laquelle on puisse choisir une bonne station de jaugeage

La pluspart du temps l'emplacement d'une station est fixé par des considérations tout à fait différentes: possibilité de lecture et d'accès, emplacement des futurs ouvrages lorsqu'il s'agit d'une étude hydrologique particulière. Il faut bien se contenter alors des conditions

imposées par la topographie locale: l'échelle sera placée à l'endroit le plus favorable du périmètre admissible.

Après avoir installé une échelle, il est nécessaire de niveler son zéro par rapport à un repère fixe: une borne de nivellement situé au dehors de la limite des plus hautes eaux. Si c'est possible, on rattache le zéro au nivellement général du pays ou au nivellement cadastral de la localité.

Sensibilité d'une échelle

On dit qu'une échelle est "sensible" si une variation importante de plan d'eau correspond à une faible variation du débit par unité de largeur.

Utilisation des limnigraphes

Les limnigraphes permettent d'obtenir un enregistrement continu des variations du plan d'eau. On distingue deux types d'appareils: les limnigraphes à flotteurs et ceux qui mesurent une variation des pressions Avec le limnigraphe à flotteur on enregistre les mouvements d'un flotteur suivant les variations du niveau d'eau dans la rivière avec une démultiplication approppriée. Tous ces appareils sont constitués par un organes transmetteur (flotteur, câble, poulies de réduction) et un organe récepteur (stylet et tambour actionné par un mouvement d'horlogerie)

Le limnigraphe à mesure de pression est conçu en principe pour les eaux chargées en sédiments. Pour les détails y relatifs nous recommandons l'ouvrage de M. REMENIERAS (l'hydrologie de l'Ingénieur).

Installation des limmnigraphes

Du point de vue hydraulique, l'emplacement du limnigraphe requiert les mêmes conditions que celui d'une échelle. Il faut de plus le

choisir de telle façon que les travaux de génie civil soient réduits au minimum. Dans le cas général on creuse un puits relié à la rivière par une canalisation. Il faut apporter un certain soin dans le dimensionnement des ouvrages pour ne pas risquer d'introduire un déphasage entre le niveau de la rivière et le niveau dans le puits. Si la montée des crûes est brutale, on établira une canalisation à grand diamètre (.15m pour 5 ou 6 m de longueur) on a intérêts à adopter pour les puits le diamètre le plus faible possible, mais on est limité dans cette voie par la nécessité de pouvoir faire descendre un ouvrier pour des réparations éventuelles et pour les curages.

Au cours de l'expoitation du limnigraphe, il faut surveiller attentivement les ouvrages et veiller en particulier à ce que le puits et le tuyau d'ammenée ne s'envasent pas et à ce que le grillage ne se colmate pas.

Echelle de contrôle

Tout limnigraphe doit être doublé d'une échelle dite échelle de contrôle. Celle-ci doit être installée le plus près possible de la prise en rivière de façon que les déplacements du niveau de l'eau au droit de l'échelle et dans le puits du limnigraphe coincident. Chaque fois que l'on change la feuille de l'enregistrement on contrôle la correspondance échelle-limnigraphe et on ajuste si besoin est au moyen d'une vis de réglage prévue à cet effet.

Matériel de Jaugeage

Les appareils utilisés pour mesurer la vitesse en un point donné d'un mouvement fluide sont multiples et font appel à des principes divers.

Pour l'hydrologue, une vitesse se mesure presque toujours avec

un moulinet composés d'un organe mobile qui détecte la vitesse du courant et transmet les indications à un contacteur chargé de fermer un circuit électrique pour un nombre de tours donné sur un organe compteur: compteur d'impulsions, couineur, signal lumineux, téléphone ou chronographe enre - gistreur.

On distingue les moulinets à axe vertical sans hélice, la détec tion se faisant par des coupelles comme dans l'anémomètre totalisateur Moulinet Price et les moulinets à axe fixe; toutes les pièces utilisées dans leur fabrication quel que soit le type de l'appareil, doivent être parfaitement inoxydables et les roulements parfaitement soignés.

Les moulinets sont vendus avec un certificat de tarage sur lequel figure la formule à utiliser pour calculer les vitesses à partir du nombre de tours par seconde de l'hélice. La relation est sensiblement linéaire pour une gamme de vitesses déterminée et peut se mettre sous la forme:

$$V = an + b$$

V : vitesse du courant en m/s

n : nombre de tours d'hélice par seconde

a : pas réel de l'hélice en mètre

b : vitesse dite "de frottement" en m/s

"a" pas réel de l'hélice, a une valeur différente pour chaque hélice; on la détermine par tarage: on appelle "pas nominal" une valeur arrondie de "a" caractérisant un grand nombre d'hélices. En résumé, le pas nominal est une caractéristique de construction et le pas réel est un résultat de mesure.

Exemple: Hélice 1 : formule de tarage $V = 0{,}2473\ n + 0{,}0075$
Hélice 2 : " " " $V = 0{,}2512\ n + 0{,}0082$
Ces deux hélices ont un pas nominal de 0.25.

Certains laboratoires joignent à la formule et à la courbe de tarage un barême donnant les vitesses en fonction du temps pour 50 ou 100 tours d'hélice. Ce qui précède ne concerne que les moulinets les plus couramment employés pour les jaugeages en rivières: il en existe beaucoup d'autres adaptés à des usages particuliers: micro-moulinets pour les mesures en déversoires ou à très faibles profondeurs.

Procédés de jaugeages au moulinet

Suivant le mode opératoire adopté pour le jaugeage le moulinet peut être monté sur perche ou sur saumon. Dans ce dernier cas, on dit que le moulinet est "suspendu".

Montage sur perche

Une perche de jaugeage est constituée par une tige métallique creuse graduée, de section cylindrique (perche ronde) élliptique ou ovoide Avec un matériel standard, on ne peut guère espérer faire des mesures à la perçhe, pour des profondeurs supérieures à 4m.

Un saumon ou poisson est un poids de lestage profilé auquel est fixé le moulinet. Pendant les jaugeages avec moulinet suspendu les manoeuvres sont assurées par des treüils de jaugeage. Ils doivent permettre d'amener sans peine le moulinet à la profondeur désirée et posséder éventuellement des accessoires indiquant la profondeur et transmettant à l'organe récepteur les signaux du moulinet.

Dans la plupart des cas, l'hydrologue fait des mesures à partir d'un bateau. Pour les grands fleuves, si l'opérateur doit se déplacer par voie d'eau, il pourra jauger de sa vedette. En général, il préfèrera des embarcations plus simples, plus ou moins transportables, utilisées seules ou accouplées en portière.

Lorsqu'on installe une station de jaugeage sur une rivière dangereuse à pratiquer en bateau (forts courants, remous, chutes situées immédiatement à l'aval), on a parfois intérêt à utiliser des transporteurs aériens pour saumon lourd.

L'inconvénients des stations téléfériques est la longueur des ma noeuvres.

Sections de jaugeages

Le jaugeage au moulinet consiste à explorer le champ des vitesses dans la section à travers laquelle on veut mesurer le débit liquide. L'emplacement idéal d'une section est tel que les filets liquides soient bien parallèle entre eux, que les vitesses soient suffisantes pour une bonne utilisation du moulinet et constante dans le temps pour une même hauteur à l'échelle. La première condition implique un parcours rectiligne entre des berges franches, un lit bien calibré et un profil en travers relativement constant suivant le profil en long (cas idéeal: canal prismatique rectiligne). Toute irrégularité du lit: enclave des rives, rochers, végétation arbustive, banc de sable, altère les conditions d'écoulement et constitue un facteur défavorable pour les mesures. Ces actions sont d'autant plus sensibles que la dimension dans laquelle agit l'effet perturbateur est plus faible: irrégularité des rives plus sensible sur lit étroit, irrégularité du fond plus sensible sur faible profondeur. C'est pourquoi il est plus facile de jauger avec une même précision relative, un grand fleuve qu'un petit cours d'eau, des hautes eaux qu'un étiage; telle section correcte pour les hautes eaux doit être aménagé pour des mesures d'étiage.

Lorsque la largeur du lit est suffisante, plus de 30 m on se contente généralement, après avoir choisi l'emplacement le moins défavorable de "nettoyer" la section: les rives sont dégagées sur 50 m de part et d'autre de la station (débroussage), le lit débarrassé des arbres morts, des rochers gênants et éventuellement faucardé si la végétation aquatique

est de nature à gêner les mesures: à partir d'une centaine de mètres de largeur, il suffit d'effectuer un nettoyage sommaire des rives. A partir de 300 mètres, on dégage simplement la place des installations et éventullement les points de répère.

Pour les petits cours d'eau, il est souvent nécessaire d'aménager le lit et canaliser éventuellement l'écoulement.

Lorsqu'il s'agit de mesurer un très petit débit, il est rare que l'on trouve naturellement une section satisfaisante. On construit alors une petite digue provisoire étanche avec des cailloux et des mottes de terre dans laquelle on ménage une ouverture étroite: de .20 m à 1 m. S'il en est besoin on régularise le courant dans la passe en installant une planche de chaque côté, les cailloux et les herbes gênants sont enlevés; le fond de la passe est rendu le plus régulier possible. Le jaugeage se fait à gué, au micromoulinet. Les distances de la berge de départ et les profondeurs sont mesurées avec des mètres en ruban d'acier.

Juageage à gué

Si la rivière est peu profonde et le fond résistant on se contente souvent de se déplacer à pied dans la section avec un matériel léger. Un index fixé sur la perche hors de l'eau permet si celle-ci est trouble, de contrôler que le moulinet est bien dirigé dans l'axe du courant.

Répérage des verticales: pour un lit étroit, jusqu'à 20 m on tend une corde graduée ou un double décamètre à ruban d'acier entre les rives. Il est préférable, si la rivière est large, de remplacer la corde par un filin d'acier avec, éventuellement, des supports intermédiaires..

Le procédé convient pour des fonds pouvant aller jusqu'à 1 m si la vitesse ne dépasse pas 0,60 m/s. Il est exclu si le fond est vaseux ou formé de sable meuble.

Jaugeage au câble

Dans la majorité des cas, les jaugeages s'effectuent d'un bateau, la section étant matérialisée par un câble.

La densité des verticales et du nombre de points de mesures par verticale est fonction de la régularité du courant et surtout de la vitesse de montée ou de descente du plan d'eau. On n'a jamais intérêt à augmenter le nombre de points de mesures si l'on doit perdre tout précision sur la détermination de la côte pour laquelle on fait le jaugeage. Il en est de même pour la durée de chaque point de mesure qui doit être en principe égale ou supérieure à 60 secondes.

Jaugeages par intégration

Le jaugeage par intégration se pratique en laissant descendre le moulinet à vitesse constante le long de la verticale.

Supposons que la formule de tarage du moulinet soit:

$$V = \frac{an}{t} + b$$

"n" étant le nombre de tours d'hélice enregistré pendant le temps t. Soit P la profondeur totale et "v" la vitesse de descente du moulinet supposée constante. Pour une profondeur p on a une vitesse du courant "u" qui peut être considérée comme constante au deuxième ordre près le long d'une différentielle dp; le moulinet dans son mouvement de descente, met un temps = $\frac{dp}{v}$ pour parcourir l'élément dp; on aura donc compté, si le moulinet n'enregistre que la composante horizontale de la vitesse; un nombre "dn" de tours d'hélice répondant à la relation:

$$u = a\frac{dn\ v}{dp} + b$$

d' où

$$dn = \frac{u - b}{va} dp$$

Le nombre total de tours d'hélice compté lors de la descente jusqu'au fond de la rivière sera égal à:

$$N = \int_o^p \frac{u - b}{va} . dp \text{ en un temps } T = \frac{P}{V}$$

et la vitesse correspondante, calculée par la formule:

$$V = a \frac{N}{T} + b = \int_o^P \frac{au}{vaT} dp - \frac{ba}{vaT} \int_o^P dp + b$$

$$\text{Or} \quad vT = P \text{ et } \int_o^P dp = P \text{ d'où: } V = \frac{1}{P} \int_o^P udp$$

Ce qui est l'expression de la vitesse moyenne le long de la verticale. Le jaugeage par intégration donne donc directement la vitesse moyenne suivant chaque verticale. Les mesures sont à la fois plus rapides et plus complètes et le dépouillement plus simple.

Dépouillement des jaugeages au moulinet

Lorsqu'un jaugeage est terminé on se trouve en présence d'un certain nombre de points de mesure répérés en abscisses (distances horizontales donnant la position des différentes verticales et en ordonnées (profondeurs).

On calcule ensuite les vitesses à partir de la formule de tarage du moulinet ou, éventuellement, des barêmes. Le calcul du débit se fait en multipliant la vitesse moyenne dans chaque verticale par la surface relative et en additionnant les débits partiels obtenus pour la série de verticales.

Un certain nombre de renseignements sont fournis avec le débit Q:

- Le profil en travers
- La section mouillée: S
- La largeur de la section
- La profondeur moyenne: rapport de la section mouillée à la largeur.
- La vitesse maximum
- La vitesse moyenne : $V = \frac{Q}{S}$
- La vitesse moyenne de surface Vms
- Le rapport $\frac{V}{Vms}$ utile pour les jaugeages aux flotteurs
- La pente et le coefficient de Manning

Jaugeage aux flotteurs

Un jaugeage complet au moulinet est toujours préférable, à un jaugeage aux flotteurs. Mais il peut se faire que sa réalisation présente de telles difficultés que l'on ne puisse raisonnablement l'effectuer, c'est le cas des rivières trop rapides, à trop forte pente qui mettraient sérieusement en danger la vie de l'opérateur s'aventurant dans leur courant. Enco-

re le problème peut-il être souvent résolu par des stations téléphériques. Mais si la fréquence des corps flottants est trop grande, c'est le matériel lui même qui court à une perte certaine. Le jaugeage au flotteur s'impose. Par ailleurs, cette dernière méthode permet à l'hydrologue, au cours de prospections, de se faire une première idée des débits.

On peut utiliser, pour la mesure des vitesses de surface, soit des flotteurs artificiels lancés par l'opérateur (bouteilles de bière lestées et munies d'un voyant, bâtons lestés etc...), soit les corps flottants naturels. Dans les deux cas, les mesures de vitesses et le répérage de la trajectoire des flotteurs s'effectuent sans difficultés. Un chronomètre est nécessaire pour déterminer le temps de parcours par le flotteur d'une distance donnée.

Si l'on n'a aucune indication sur la variation de V/Vms dans la section que l'on étudie, on pourra prendre les valeurs suivantes;

- Vitesses fortes, profondeurs supérieures à 4 m........... 1.00
- Vitesses moyennes en rivières de montagnes 1.05
- Faibles pentes, rivières moyennes 0.85
- Grands fleuves 0.95
- Pentes moyennes, rivières moyennes ....0.90 à 0.95
- Vitesses très faibles 0.80

Il faut enfin pour déterminer le débit, évaluer la surface à laquelle sera appliquée la vitesse V. Dans la mesure du possible, on relèvera en basses eaux trois sections dans la zone de mesures des Vms et on tracera pour chacune d'elles la courbe de sa surface en fonction de la hauteur de l'échelle: pour chaque jaugeage aux flotteurs, on prendra la moyenne des 3 surfaces correspondant. On peut à la rigueur, si on ne peut faire autrement se contenter d'une section. Dans le cas d'une rivière à fond mobile, il faut faire un ou plusieurs profils en travers après chaque crûe.

Il existe d'autres procédés de jaugeages:

- Les jaugeurs qui sont des stations de jaugeages destinées aux petits cours d'eau et dont le principe est basé sur le théorème de Bernouilli (ressaut ou chute).

Les jaugeages chimiques

Utilisation des formules d'écoulement

Il est des cas où des mesures directes ne peuvent être réalisées, où l'extrapolation des courbes de tarage pour d'inaccessibles hautes eaux demande à être guidée, où le temps presse et ne permet pas d'attendre la bonne volonté de la rivière pour exploiter des relevés d'échelle existant en vue, par exemple, de l'étude des possibilités d'aménagement d'un site. Alors on se résoud à appliquer des formules.

Les formules d'écoulement sont nombreuses. Elles ont pratiquement toutes pris naissance dans l'étude des canaux découvert. Dans ces conditions, nous avons adopté la formule de Manning, sous la forme:

$$V = \frac{1}{n} R^{2/3} I^{1/2}$$

V est la vitesse moyenne en m/s

R est le rayon hydraulique en m; pour une rivière il est pratiquement égal à la profondeur moyenne

I la pente de la ligne d'eau

n est un coefficient d'ajustement

"n" n'est pas constant avec la hauteur d'eau, mais en général sa courbe de variation tend vers un palier pour les hautes eaux. En fait n doit

être déterminé par analogie avec des rivières situées dans la région étudiée et ayant fait l'objet de mesures complètes. S'il s'agit d'extrapoler une courbe de tarage existante, il est aisé de se reporter aux jaugeages effectués à la station elle même, sous réserve naturellement que l'on ait pris la peine de mesurer la pente de la ligne d'eau à chaque jaugeage.

n étant estimé, il faut pour appliquer la formule faire un profil en long et un profil en travers à l'endroit choisi sur la rivière. Il faut un minimum de régularité du profil en travers et une pente du fond suffisamment constante.

<u>Résultats de mesures d'observations</u>

_ Courbes d'Etalonnage: le cas le plus simple est celui d'une rivière au profil net, ne comportant pas de zone d'inondation même lors des plus fortes crûes sans incidents notables sur une grande longueur de profil en long. On peut alors représenter la courbe $Q = f(d)$ sous une forme analytique.

Q = débit
d = profondeur d'eau

Les formules les plus employées sont de la forme $Q = A\ (d - d_o)^n$ ou d'une forme polynomale: $Q = A + Bd + Cd^2$. La mise en formule des courbes de tarage, quand on peut raisonnablement la faire, présente in intérêt évident pour l'extrapolation.

Malheureusement les relations $Q\ (d)$ sont loin d'être toujours aussi simples et les cas de la"rivière-canal sans incidents notables" n'est pas la généralité. Les premiers cas, et le plus courant, ou les lois ci-dessus ne peuvent plus rendre compte de la valeur du débit est celui d'une rivière comportant des aones d'inondation pour des hauteurs suffisamment élevées à l'échelle. Nous renvoyons pour l'étude des divers cas à l'ouvrage de M. REMENIERAS (l'Hydrologie de l'Ingénieur).

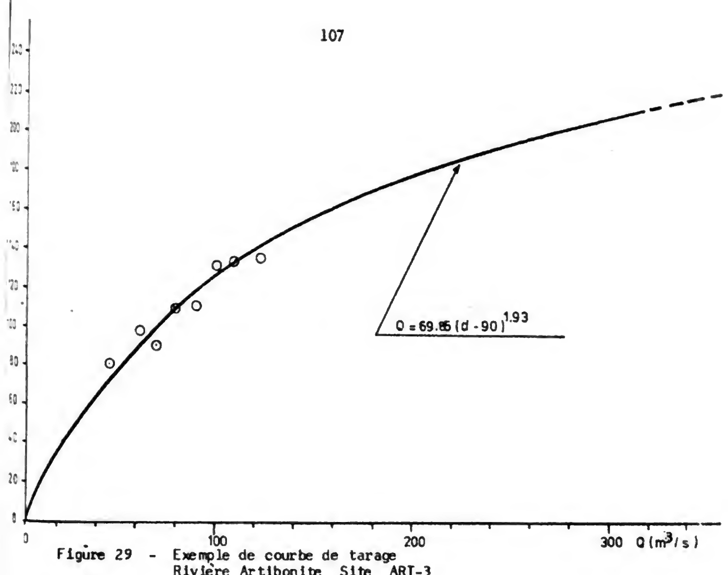


Figure 29 - Exemple de courbe de tarage
Rivière Artibonite Site ART-3

Barême et Traductions

Pour effectuer facilement les transformations "Hauteur/Débits", on établit à partir des courbes de tarage, des barêmes donnant le débit d'après la hauteur à l'échelle. Les barêmes standards sont établis de cm en cm.

Les résultats recueillis aux stations limnimétriques arrivent soit sous forme de feuilles de relevés à raison d'une ou plusieurs lectures par jour (Observateur d'échelle) soit sous forme de diagramme de hauteurs d'eau journaliers, hebdomadaires ou mensuels (limnigraphes).

Lorsqu'il n'existe qu'un relevé par jour, on suppose que celui-là

correspond au débit moyen journalier et on établit une feuille de débits sur laquelle sont portées les hauteurs et débits journaliers, les débits moyens mensuels et le débit moyen annuel. S'il y a plusieurs relevés par jour, on dresse le même tableau en prenant pour d la moyenne des relevés de chaque journée et on établit en plus un tableau des "points de crûes".

On fait les mêmes opérations avec les diagrammes limnigraphiques mais l'enregistrement continu permet de déterminer la côte moyenne avec plus de précision. Notons que, si l'amplitude de la variation journalière de la hauteur est importante et se place sur une zone à forte courbure de la courbe de tarage, on peut être amené à effectuer les traductions avant de faire les moyennes.

Classement des données

a) Fichier des Stations - chaque station d'observation possède une fiche signalétique indiquant:

Au recto:

- Le Département géographique dans lequel elle est située
- Le bassin dont dépend le cours d'eau, indiqué par le nom de la rivière principale.
- Le nom du cours d'eau
- Le nom de la Station
- Les coordonnées de la station
- La surface du basin limité par la station
- Les jaugeages effectués avec:
    - leur numéro (pour faciliter le report sur la courbe de tarage);
    - la date à laquelle ils ont été effectués;
    - la côte relevée à l'échelle durant le jaugeage ou les

côtes relevées avant et après le jaugeage;

- le débit mesuré;
- différentes observations portées soit sous forme d'abréviations, soit sous forme de renvois.
- L'existence dans le dossier hydrologique, d'une courbe de tarage est indiquée par un T après "Jaugeages".

Au verso:

- Les relvés d'échelles existant au dossier hydrologique, par an et par mois, indiquent les relevés complets et ceux incomplets dans des cases réservées à cet usage.
- Les différentes indications relatives à l'échelle: date de mise en service, calage du zéro (avec éventuellement la côte des repères de nivellement); les changements d'échelle etc...

b) Dossiers hydrologiques - chaque station possède un dossier subdivisé en quatre sous-dossiers:

- Sous dossier lectures d'échelles où sont classée les originnaux ou des copies des originaux des lecteurs.
- Sous-dossier "jaugeages" dans lequel sont rangés les compte-rendus des mesures.
- Sous-dossier "courbe de tarage".
- Sous-dossier "débit" contenant les feuilles de débits et les barêmes de traduction.

c) Fichier des données de base - Les deux premières parties du classement ne comportent que des données brutes, des résultats de mesures. Dans cette partie on ordonne ces résultats, on procède à certain classement et à certaines réductions. On prépare ainsi l'interprétation et l'utilisation pratique des observations et on dégage certaines caractéristiques essentielles du régime.

Le processus de leur établissement sera repris en détail après l'énumération. Les éléments du dossier "données de base" comprenant pour chaque stations:

- 1 fiche dite " de données de base"
- 1 feuille de calcul des moyennes inter annuelles
- 1 fiche de classement préalable des crûes
- 1 fiche de classement des crûes par éventualités
- 1 fiche de classement préable des modules
- 1 graphique des déficits et lames d'eau (ou des modules) en fonction de la pluviométrie
- graphique des valeurs successives des modules interannuels suivant les périodes.

Données de base:

On entend par "données de base" les éléments essentiels permettant de caractériser le régime d'une rivière à une station donnée et dégager toutes les valeurs numériques importantes pouvant être exigées en vue d'une application. Il s'agit en faite d'une première réduction systématique des données brutes d'observation, à partir de laquelle l'hydrologue peut résoudre la plupart des problèmes qui lui sont posés. Ces données comportent essentiellement:

- Les débits moyens mensuels
- Les modules annuels
- La hauteur de précipitation moyenne sur le bassin (pour chaque annnée)
- Le déficit d'écoulement
- Le coefficient d'écoulement
- Les étiages
- Les débits caractéristiques
- Les crûes

Un certain nombre de préclassements destinés à faciliter les études ultérieures, de nouvelles réductions et des représentations graphiques sont souvent établies en même temps que les données de base. Nous allons examiner ces différents éléments et indiquer à leur sujet quelques opérations.

- Débits moyens mensuels - Ces débits sont obtenus, pour chaque année, en faisant la moyenne arithmétique des débits journaliers de chaque mois. La moyenne sur la période d'observation des débits en un mois déterminé donne le débit moyen interannuel de ce mois. C'est ainsi que, pour la Rivière Massacre à Nan Godé, on obtient le tableau 4 de débits moyens interannuels suivants:

TABLEAU 4. Débits moyens interannuels

Période 1934 - 1953

Débits en m^3/s

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
.31	2.16	1.14	0.74	1.08	3.96	12.93	33.46	52.96	44.12	19.51	8.13

En classant les débits mensuels d'un mois donné, on peut déterminer la fréquence de ces débits ou le débit correspondant à une fréquence donnée. Par exemple pour la Rivière Massacre à Nan Godé.

TABLEAU 5 Fréquence des débits mensuels de la rivière Massacre à Nan Codé (Période 1934 - 1953)

Fréq	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
90%	2.30	1.17	0.40	0.30	0.45	1.45	6.80	22.80	40.90	20.70	12.40	5.50
75%	3.20	1.60	0.65	0.42	0.58	1.91	7.85	26.00	46.00	36.20	13.6	6.30
50%	4.75	1.98	0.91	0.51	0.80	3.16	12.85	33.30	52.00	42.60	16.6	7.90
25%	5.50	2.80	1.60	0.88	1.51	5.85	17.40	40.40	60.70	53.00	23.0	9.40
10%	6.28	3.15	1.95	1.40	2.00	7.70	20.30	45.03	65.10	59.50	27.25	11.00

Le tableau précédant est utilisé pour tracer les courbes représentatives des débits mensuels d'après leurs fréquences pour une période donnée: le réseau permet, en reportant sur le graphique une année déterminée, de "placer" aisement cette année parmi les observations portant sur une période plus ou moins longue. Nous ferons au sujet de ces courbes la remarque suivante: la courbe joignant les points de fréquence 10% par exemple, ne représente absolument pas une année de fréquence 10%. Les valeurs des fréquences ne sont valables que pour chaque mois pris séparément. Seule la courbe de fréquence 50% peut être considérée comme représentant une année médiane. (Graphique: en ordonnée - Débit et fréquence et Abscisses - Mois).

Courbes des Débits mensuels d'après leurs fréquences (période 1934 - 1953)

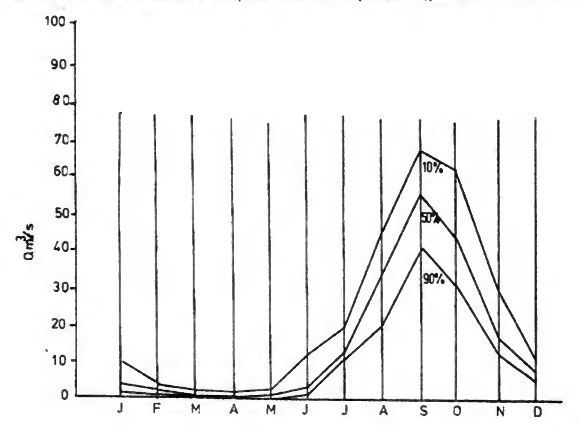


Figure 30 - Courbes des débits mensuels d'après leurs fréquences (période 1934 - 1953)

Modules annuels - Le module annuel est le débit moyen de l'année. Il est calculé en additionnant les débits moyens journaliers et en divisant

le total par le nombre de jour de l'année. Les résultats sont donc légèrement différents de ceux que l'on obtiendrait en faisant la moyenne des débits mensuels.

On appelle "module interannuel", le module calculé d'après les débits moyens interannuels en affectant chaque mois d'un coefficient proportionnel au nombre de jours du mois.

Etiages - Pour une année déterminée, l'étiage absolu est le débit journalier le plus faible de l'année. Lorsque le régime hydrologique comporte deux saisons de hautes eaux (cas du régime équatorial) on indique également l'étiage secondaire (de petite saison sèche) qui se produit généralement en Août pour l'hémisphère Nord.

Le débit caractéristique d'étiage (DCE) est le débit égale ou non dépassé pendant 10 jours dans l'année, que ces jours se suivent ou non.

- Crûes - La "Crûe maximale" est le débit instantané le plus fort atteint dans l'année. Il est extrait du tableau "pointes de crûes", Cependant lorsqu'il s'agit d'un grand bassin à variations lentes on ne commet pas d'erreurs notables en utilisant le plus fort débit journalier. Il en est de même des crûes dites "secondaires" qui sont également en principe, des débits de pointes et sont choisies de façon à être sensiblement indépendantes les unes des autres.

- Le débit caractéristique de crûes (DCE) est le débit journalier égalé ou dépassé pendant 10 jours dans l'année.

- Les données de base font état de 3 autres débits caractéristiques tirées de la liste ou de la courbe des débits journalier classés:

- Le DC9, égalé ou dépassé pendant 9 mois dans l'année
- Le DC6, ou "débit median" égale ou dépassé 6 mois dans l'année.

- Le DC3, égalé ou dépassé pendant 3 mois dans l'année

Le DC1 peut présenter quelques intérêts pour des problèmes de crûe.

Le DC11 est souvent utilisé dans l'étude des basses eaux.

Modules Spécifiques - Détermination du module d'un bassin quelconque. On appelle débit spécifique tout débit rapporté à l'unité de superficie du bassin: on l'exprime en général en l/s par km^2. L'intérêt de cette notion appliquée aux modules est de faciliter la comparaisonentre bassins....d'étendues différentes. En général, pour une même cours d'eau si la pluviométrie est relativement homogène le module spécfique décroit légèrement d'amont en aval: ceci est dû au fait que les pertes par évaporation sont favorisées dans les parties basses par les faibles pentes. Mais le phénomène demande de grandes différences dans le relief et il est souvent masqué par les effets de la répartition spatiale de la pluviométrie moyenne. D'un bassin à l'autre, l'influence de la pluviométrie est prépondérante.

Le problème que nous posons maintenant est la détermination du module d'une rivière inconnue, problème que l'on a souvent à résoudre pour de petits aménagments ou des études sommaires d'avant projet. On opère généralement par comparaison. Il faut d'abord étudier de près tous les éléments morphologiques et climatiques d'un bassin.

- Forme du bassin et topographie:
  Est-il allongé ou rammassé? Indice de forme éventuellement.
  La région est-elle montagneuse, vallonée ou plat?
  Y a t'il des plateaux? Courbe hyposométrique. Indice de pente
- Végétation:
  Densité de la forêt?
  S'agit-il de savanne, boisé ou non? de prairie?
  Y a t'il des zones marécageuses? des forêts galeries?

des îlôts forestiers. Si on le peut, on fera le décompte des zones de couvertures en pourcentage de la surface totale du bassin.

- Géologie et Pédologie:

  Terrain perméable ou non?

  Possiblités de réserves souterraines? Une bonne perméabilité en mettant rapidement les précipitations à l'abri de l'évaporation, constitue un facteur de plus value pour le module.

- Climatologie:

  Précipitations? Si on le peut, on tracera la carte des isohyètes moyennes interannuelles et on déterminera Pm.
  Régime des pluies. Equatorial? Tropical? etc ....

  Températures?

On cherche ensuite parmi les bassins observés celui qui semble se rapprocher le plus, tant du point de vue climatique que du point de vue morphologique du bassin étudié auquel on appliquera le même module spécifique.

CHAPITRE VIII

HYDROGRAMMES

Hydrogramme unitaire

Nous avons défini l'hydrogramme comme étant la courbe des débits ou des hauteurs d'eau observée en un point du bassin ou à l'embouchure, au cours d'une période correspondant à une averse et à celle qui la suit. En général, la branche ascendente de l'hydrogramme est assez brusque et la descendante, plus suave.

On donne le nom d'hydrogramme unitaire à la courbe obtenue à partir d'une averse homogène dans l'espace et dans le temps de durée T, assez grande tombant sur le bassin étudié avec une intensité suffisante pour qu'il y ait ruissellement sur ce bassin.

Il en résulte à l'exutoire de ce bassin un hydrogramme de temps de montée t_1 (durée entre l'apparition du ruissellement à la station de mesure de débit et le maximum de la crûe pris sur l'hydrogramme de ruissellement).

Si l'on prend une série d'averses de durée T_2 T_3..., décroissantes, le temps de montée va décroître jusqu'à une valeur t_o correspondant à une durée T_o de l'averse. Lorsque cette durée continue à diminuer, le temps de montée reste constante et égale à t_o. Cette valeur porte le nom de temps de montée propre du bassin ou " Rise", mot anglais qu'il faut bien adopter dans le vocabulaire technique de l'hydrologue, faute d'un terme français équivalent.

A la notion d'hydrogramme unitaire est liée celle d'averse unitaire qui s'entend de toute averse homogène dans le temps et dans l'espace, d'une intensité suffisante pour donner lieu à du ruissellement sur la totalité du bassin et de durée inférieure à T_o.

Il ne faut pas perdre de vue qu'il s'agit de la partie ruisselée de l'hydrogramme. Son application est basée sur la séparation des é-

coulements dits de surface ou ruissellement pur, de subsurface ou hypodermique ou ruissellement retardé et de l'écoulement souterrain de l'hydrogramme naturel.

Considérons une averse unitaire ayant donné sur un bassin un volume de ruissellement V_1, l'hydrogramme de ruissellement correspondant étant représenté sur le graphique

Si une autre averse unitaire donne, sur le même bassin, un volûme de ruissellement V_2, l'hydrogramme correpsondant se déduit du premier par une affinité de rapports $\frac{V2}{V1}$ par rapport à l'axe des temps. Autrement dit, si l'on prend un point quelconque M_1. d'ordonnée Y_1 sur le premier hydrogramme (1), le point correspondant M_2 du second hydrogramme (2) aura une ordonnée Y_2 telle que: $\frac{Y_2}{Y_1} = \frac{V_2}{V_1}$

Si une pluie unitaire donnant un hydrogramme de ruissellement (1) est suivie d'une pluie unitaire donnant un hydrogramme de ruissellement (2) l'hydrogramme de ruissellement résultant de l'ensemble des deux averses s'obtient en ajoutant les ordonnées des deux hydrogrammes élémentaires(fig. En particulier, si l'on à une pluie continue de longue durée, on peut la décomposer en une série d'averses unitaires dont les hydrogrammes se superposent. On obtient, si la pluie est uniforme, un maximum croissant avec la durée de l'averse, jusqu'à un pallier. C'est une courbe en S (fig.

Hydrogramme Synthétique

Aux Etats-Unis se sont développées quelques formules empiriques permettant d'établir les caractéristiques fondamentales des hydrogrammes de crûes dans les bassins où les enregistrements de débit de crûe font défaut.

Les formules les plus connues sont celles de Snyder qui donnent les paramètres suivants: le "lag" ou temps de passage de la pointe de crûe

où Qmax est l'intervalle de temps écoulé entre l'estimation du centre de gravité des pluies efficaces et le passage de la pointe de crûe. Son expression est:

$$tp = Ct\ (L \times Lg)^{0.3}$$

où:

tp = lag

Ct = coefficient

L = longueur du cours d'eau principal

L étant la longueur de la rivière principale et Lg, la distance du centre de gravité du bassin à l'éxutoire ou l'embouchure. Si les distances L et Lg sont en Km, le coefficient Ct varie de 1.1 à 1.4. Le temps de base de l'hydrogramme unitaire est:

$$tb = \frac{tp}{5.5}$$

Le débit de pointe par km^2 de bassin en litre/s est donné par la formule :

$$q = \frac{275\ Cp}{tp} \times i$$

Le coefficient Cp étant de l'ordre de 0.56 à 0.69

Linsley propose une formule pour déterminer le temps de concentration ou "lag", tenant compte de la pente longitudinale S. Soit:

$$tp = Ct\ \frac{(L.Lg)^n}{\sqrt{S}}$$

avec n qui varie de 0.35 à 0.38.

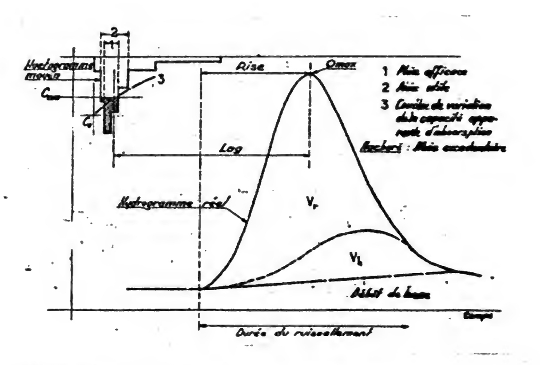


Figure 31. L'hydrogramme et ses composantes

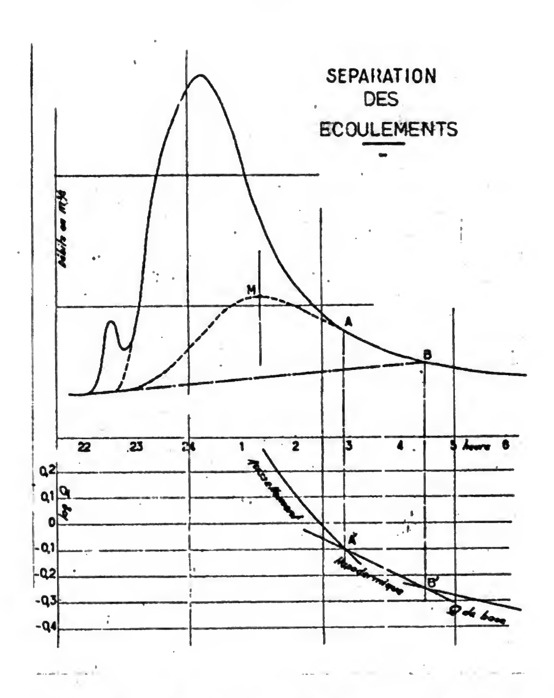
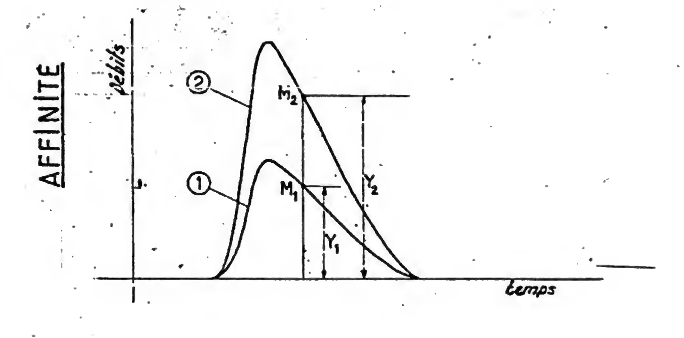


Figure 32 Schéma de la procédure de séparation des composantes de l'hydrogramme



ADDIDIVITE

Débits

Hydrogramme résultant

①

②

temps

Débits

Palier

Courbe en S

Hydrogramme résultant

Hydrogramme élémentaire correspondant à une "Tranche unitaire" d'averse continue

temps

Figure 33. Schéma des Propriétés de l'hydrogramme.

CHAPITRE IX
REGULATION DE DEBIT

Hypothèse de base

Jusqu'ici nous avons étudié les régimes des cours d'eau, leur débit naturel et leur utilisation journalière. Cependant, l'utilisation des débits naturels non régularisés présente beaucoup de limitation à cause de leur caractère irrégulier au cours des saisons, occasionnant des pertes de récolte et autres, vu l'incertitude de l'approvisionnement.

L'utilisation de l'eau avec une certaine garantie dans la continuité peut être améliorée en emmagasinant dans des réservoirs, des volumes d'eau aux époques d'abondance pour les utiliser ensuite au moment où les apports journaliers naturels sont insuffisants pour couvrir la demande.

Par exemple, supposons que le réservoir soit rempli après un temps t_1 à partir duquel les débits journaliers Qa deviennent inférieurs aux besoins de consommation Qc. Cette situation persiste jusqu'au temps t_2, moment où les apports redeviennent supérieurs à la consommation. Au cours de cette période, la différence Qc - Qa doit provenir du réservoir; ce qui va faire baisser son niveau. Au temps t_2 l'apport Qa dépassant les besoins, la différence dans ce cas, va compenser les pertes de la période précédente; au temps t_3 le réservoir sera complètement rempli et l'excédent sur la consommation (Qv = Qa - Qc) sera évacué par le déversoir du réservoir.

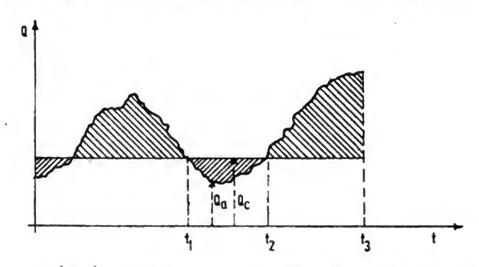


Fig. 34. Schéma d'un hydrogramme pour la régulation des débits.

Pendant les périodes d'emmagasinage et de vidange les volumes emmagasinés sont définis par l'expression:

$$\Delta V = (Qa-Qc)\Delta t .$$

En négligeant les pertes par évaporation et infiltration.

Si au temps t_1 le volume emmagasiné est V_1, au temps t_2 (intervalle $t_2 - t_1$) l'emmagasinage sera:

$$V_2 = V_1 + \int_{t_1}^{t_2} Qa\, dt - \int_{t_1}^{t_2} Qc\, dt$$

à condition que dans l'intervalle t_1 à t_2 $0 < V < Vm$.

Dans les études de régulation il est commode d'utiliser les apports et les consommations cumulés; soit:

$$A = \int_{t_1}^{t_2} Qa\, dt \quad \text{et} \quad C = \int_{o}^{t} Qc\, dt.$$

La différence représente la quantité qui sera emmagasinée dans le réservoir.

Détermination de la capacité d'emmagasinage nécessaire à la satisfaction d'une certaine demande en eau.

D'une manière générale, pour une telle étude on doit disposer des informations sur les débits de la rivière durant une série suffisamment longue d'années pour laisser apparaître les phases défavorables de fréquence analogue à celles pour lesquelles on désire établir une garantie, d'autant plus qu'il est impossible de prévoir la succession des débits dans le futur.

Ces conditions une fois réunies, on peut planifier l'étude de la régulation et déterminer la garantie de l'emmagasinement par des moyens graphiques et/ou analytiques.

Si les procédés graphiques ont l'avantage de faciliter une inter prétation rapide tout en offrant la possibilité d'éliminer les erreures d'appréciation par simple considération des périodes d'emmagasinement et de vidange, de leur récolte, les procédés numériques ont l'avantage de la précision. Le traitement par ordinateur facilite énormément le travail.

Il n'est pas recommandé d'utiliser les valeurs moyennes parce qu'elles cachent les irrégularités des données élémentaires.

<u>Procédé graphique</u>

La détermination par la méthode graphique de la capacité d'un ré servoir et de son fonctionnement commence toujours par le tracé des courbes de débit et de consommation cumulés durant la période considérée, tenant compte du fait que, à long terme, les demandes sont inférieures aux disponibilités.

Les accroissements de volume emmagasiné sont définis par la différence entre les courbes de débits cumulés, et celles des demandes cumulées. La constante d'intégration est déterminée à condition qu'à la fin de la période d'étiage le plus sévère, la réserve soit épuisée. Cette condition est remplie en déplaçant verticalement la courbe des consommations

jusqu'à ce qu'elle soit tangente à la courbe cumulée des débits, dans sa partie inférieures: courbes C' et C". Les différences entre la courbe A (des apports) et les courbes C' ou C" avant leur point de tangence donnent les volumes emmagasinés au cours de la phase de vidange (évacuation), pour satisfaire la demande.

La distance maximale entre les deux courbes définirait la capacité nécessaire du réservoir. Au moment de l'emmagasinage minimum les pentes des deux courbes sont identiques, ce qui voudrait dire que ces deux courbes sont tangentes.

Le remplissage normal du réservoir commencerait à partir du temps t_0 pour atteindre son maximum au temps t_2. A partir de ce moment, la courbe d'évacuation serait identique à celle des apports jusqu'au temps t_3 à partir duquel la demande dépasserait les apports: c'est le commencement du fonctionnement de la réserve.

Régulation par procédé numérique

Si les procédés graphiques nous permettent d'apprécier le phénomène sans risque d'oublier des périodes les plus défavorables, nous croyons cependant qu'à la phase des études définitives les procédée numériques apporteraient plus de précision parce que plus systématiques.

Dépendant de la précision recherchée dans l'étude de régulation les accroissements considérés peuvent se référer à des périodes de 10 ou de 30 jours. Le calcul se présente conformément aux tableaux suivants:

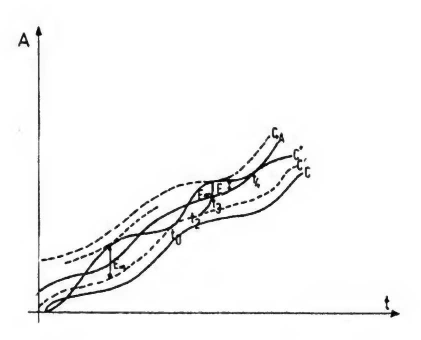


Fig. 35 Application de la méthode graphique pour déterminer la capacité d'un réservoir.

Procédé Numérique	Janvier			Février			Mars						
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	
Apport ΔA													
Consommation ΔC													
Réserve ΔV													
Réserve Accumulée $\Sigma \Delta V$													
Emmagasinage													
Evacuation.													
Niveau Emmagasinage													

Les colonnes se réfèrent aux périodes considérées et les lignes portent les mentions suivantes:

1- Apports mensuels ou annuels An

2- Consommations mensuelles ou annuelles Cn

3- Volumes mensuels ou annuels emmagasinés Vn;

Avec Vn = An - Cn. En cas d'utilisation de la réserve, cette quantité sera négative

4- Réserves accumulées: V = ΣVn; au cas où la capacité du réservoir est défini Vmax, la valeur précédente ne pourra pas la dépasser. Tout apport additionnel passera par le déversoir jusqu'au moment où ΔVm devient négatif.

5- Volume évacué Qn = An - Cn; avec V = Vmax.

Au cas ou le volume du réservoir n'est pas encore défini, la réserve utile sera déterminée par la différence entre chaque Vminimum et le V maximum précédent.

D'autre part, au lieu de travailler avec des apports et des consommations cumulés, l'on pourrait utiliser les différences cumulées des apports et consommations par rapport au débit moyen ou à une autre constante; ce qui aura pour vertu de reduire l'importance des chiffres manipulés.

L'influence de l'évaporation dans l'étude et le régime d'exploitation d'un barrage réservoir est incorporée dans l'équation de continuité suivante:

$$V = Qa\,\Delta t - Qc\,\Delta t - S.E.\,\Delta t;$$

Avec S = superficie du réservoir ;

E = l'évaporation par unité de temps (des mois) Δt

Effet de la retenue sur les crûes

Les réservoirs de régulation, quelles que soient leurs fins, influent sur l'évolution des crûes. Malheureusement, cette influence n'est pas toujours favorable. S'il est prévue pour le réservoir une exploitation à niveau constant au moment de la crûe, l'effet de laminage est perdu. Par contre, au moment du remplissage, les réservoirs absorbent les débits des petites crûes, diminuant ainsi leur probabilité.

Cependant, à part les réservoirs à capacité exceptionnelle, il arrive presque toujours à ces réservoirs d'être remplis avant la période des grandes crûes. Dans ce cas, l'effet de laminage n'influence pas les crûes exceptionnelles. Dans les réservoirs à déversoir fixe, l'augmentation du débit évacué est fonction de l'épaisseur de la nappe déversante. Une partie de la crue remplira la réserve additionnelle en réduisant les débits évacués avec, pour effet, d'amortir et de retarder le débit maximum de crûe.

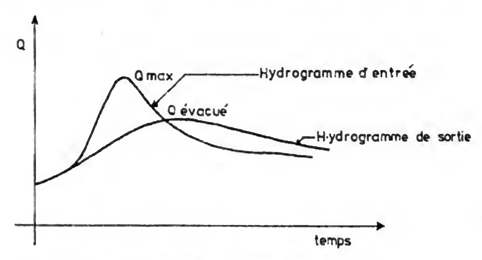


Figure 36. Schéma de laminage des crues

Une exploitation rationnelle des réservoirs engendre une réduction des débits de crûes, même quand ces réservoirs sont destinés à toute autre

fin. Cependant, une mauvaise exploitation, un moment de panique, des décisions irréfléchies comme des fausses manoeuvres peuvent occasionner des crûes aux conséquences catastrophiques encore plus graves que celles qui proviendraient des phénomènes naturels peu probables.

Influence des Réservoirs à buts multiples sur les débits de crûes.

Les réservoirs aménagés pour l'irrigation et l'hydroélectricité, quand ils sont de grande capacité, comparés au débit moyen annuel, peuvent réduire sensiblement la fréquence des crûes; en effet, durant la période des hautes eaux, une grande partie des crûes sert à leur remplissage.

D'autre part, une prévision à court terme de l'évolution probable des débits de crûes permet de réduire en aval les effets des débits extraordinaires, surtout quand le réservoir s'étend sur une grande superficie

Par contre, il est très difficile d'assurer la limitation des débits de crûe, au-dessous d'une valeur déterminée, quand les réservoirs sont destinés à autres fins, sans nuire à la garantie que donnent les réservoirs bien remplis, en termes de respect des conditions de service en valeur de régulation.

Au cas, où un réservoir doit servir au contrôle de grandes crûes, une capacité suffisante sera réservée pour emmagasiner les eaux apportées dépassant les évacuations admissibles. Par conséquent, le coût supplémentaire d'une telle opération doit être porté au compte de la protection contre les crûes de la vallée située en aval du barrage.

Cette réserve ne pourra être utilisée à d'autres fins qu'aux époques où la probabilité des grandes crûes est faible. malheureusement, c'est à cette époque que les apports des rivières sont faibles; d'où les risques pour les réservoirs de ne pas être remplis.

Dans le cas des rivières aux débits irréguliers, la partie du volume du réservoir nécessaire pour amortir les débits de crûes ou même une fraction de la crûe extraordinaire est tellement élevée que l'on peut rarement considérer cette opération comme économique.

FECHA DE DEVOLUCION

